Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего образования «Тюменский индустриальный университет»

На правах рукописи

ЗУБКОВ МИХАИЛ ЮРЬЕВИЧ

ТЕКТОНО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО БАССЕЙНА

Специальность 1.6.11 – Геология, поиски, разведка и эксплуатация
нефтяных и газовых месторождений

ДИССЕРТАЦИЯ
на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук

Тюмень - 2026

ОГЛАВЛЕНИЕ

Оглавление ... 2
ВВЕДЕНИЕ ... 4
ГЛАВА 1. ТЕКТОНО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ В КРОВЕЛЬНОЙ ЧАСТИ ДОЮРСКОГО КОМПЛЕКСА ... 11
1.1. Нефтегазоносность кровельной части доюрского комплекса, типы коллекторов в его составе и механизм их формирования ... 11
1.2. Гидротермальное моделирование формирования вторичных коллекторов в ... 21
кремнистых известняках ... 21
1.2.1. Гидротермальное моделирование в системе H_2O-CO_2 ... 21
1.2.2. Гидротермальное моделирование в системе H_2O-CO_2-Соли ... 32
1.2.3. Гидротермальное моделирование в системе H_2O-H_2O_2 ... 36
1.2.4. Гидротермальное моделирование в системе H_2O-HCl ... 43
1.2.5. Результаты гидротермального моделирования с кремнистыми известняками ... 48
1.3. Источники углеводородов в верхней части доюрского комплекса ... 54
1.4. Прогноз зон распространения вторичных коллекторов в верхней части ... 56
доюрского комплекса ... 56
1.4.1. Прогноз распространения перспективных участков (зон развития ГС) в КИ по результатам петрофизических исследований и данным сейсморазведки ... 56
1.4.2. Общие закономерности образования эпигенетических коллекторов и залежей нефти в верхней части доюрского комплекса ... 60
ГЛАВА 2. ТЕКТОНО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ В ГРАНУЛЯРНЫХ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ... 64
2.1. Факты гидротермального преобразования гранулярных коллекторов в юрских отложениях ... 64
2.2. Гидротермальное моделирование формирования вторичных коллекторов ... 80
и нафтидов в юрских отложениях ... 80
2.2.1. Гидротермальное моделирование в системе H_2O-CO_2 ... 80
2.2.2. Гидротермальное моделирование в системе H_2O-H_2O_2 ... 96
2.3. Тектонофизическое моделирование образования зон разуплотнения и вторичной трещиноватости в юрских отложениях, выделение перспективных участков ... 113
2.3.1. Использование методов экспериментальной тектоники при моделировании формирования различных типов геологических структур ... 113
2.3.2. Оптико-поляризационное моделирование распределения напряжений в осадках в результате роста тектонических структур различной формы ... 115
2.3.3. Двумерное и трехмерное тектоно-седиментационное моделирование формирования антиклинальных структур ... 126
2.3.4. Результаты тектонофизического моделирования, прогноз высокопродуктивных зон в юрских отложениях ... 135
2.4. Механизм формирования углеводородных залежей в гранулярных юрских осадках ... 137

ГЛАВА 3. ТЕКТОНО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ В БАЖЕНО-АБАЛАКСКОМ КОМПЛЕКСЕ И ЕГО НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ 148

3.1. Региональный прогноз нефтегазоносности бажено-абалакского комплекса 148

3.1.1. Критерии регионального прогноза нефтегазоносности бажено-абалакского комплекса 149

3.1.2. Региональные перспективы нефтеносности бажено-абалакского комплекса, земли различных категорий 156

3.2. Локальный прогноз нефтегазоносности бажено-абалакского комплекса 158

3.2.1. Литологический состав и строение бажено-абалакского комплекса 158

3.2.2. Типы коллекторов в бажено-абалакском комплексе и механизм их образования 175

3.2.3. Органическое вещество в составе БАК и его превращение под влиянием тектоно-гидротермальных процессов 193

3.2.4. Уран в составе баженовской свиты и его перераспределение в результате тектоно-гидротермального воздействия 216

3.2.5. Стабильные изотопы углерода в составе битумоидов и трещиноватых карбонатных пород бажено-абалакского комплекса и их связь с гидротермальными процессами 232

3.2.6. Выделение потенциально-продуктивных пород (пластов) в разрезе бажено-абалакского комплекса по данным ГИС 244

3.2.7. Тектонофизическое моделирование на основе данных сейсморазведки с целью локального прогноза перспективных зон различных категорий в бажено-абалакском комплексе 246

3.3. Пример оценки прогнозных геологических ресурсов УВ в бажено-абалакском комплексе (участок сейсморазведки 3D Ем-Еговской площади) 261

ГЛАВА 4. ТЕКТОНО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ В НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ 264

ГЛАВА 5. НЕФТЕГАЗОГЕНЕРАЦИОННЫЕ СВОЙСТВА ДОЮРСКОГО КОМПЛЕКСА, ЮРСКИХ И НИЖНЕНЕОКОМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ 279

5.1. Модифицированный метод материального баланса и данные пиролиза с целью оценки нефтегазогенерационных свойств отложений Западной Сибири разного возраста 279

5.2. Нефтегазогенерационные свойства пород, слагающих кровельную часть доюрского комплекса 283

5.3. Нефтегазогенерационные свойства юрских и нижненеокомских отложений на примере Приуральской и Красноленинской НГО 286

5.4. Нефтегазогенерационные свойства верхнеюрских (бажено-абалакский комплекс) отложений и их связь с тектоно-гидротермальными процессами 309

5.5. Нефтегазогенерационные свойства юрских и нижнемеловых отложений северной части Западной Сибири на примере Медвежьего и Уренгойского месторождений 325

ЗАКЛЮЧЕНИЕ 341

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ И ЛИТЕРАТУРЫ 348

СПИСОК РИСУНКОВ 369

СПИСОК ТАБЛИЦ 381

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы исследования

Разработка нефтяных и газовых месторождений в Западной Сибири осуществляется на протяжении более 60 лет, однако, несмотря на столь продолжительный срок изучения нефтегазоносного бассейна, по-прежнему отсутствуют общепринятые строго доказанные представления о происхождении нафтидов и механизме формирования углеводородных (УВ) залежей как в доюрском комплексе (ДК), так и осадочном чехле бассейна.

Неполнота этих знаний не позволяет осуществлять достоверный прогноз перспективных территорий и проведение эффективных поисково-разведочных работ на нефть и газ, что является весьма актуальной проблемой, так как в настоящее время самые старые и самые крупные месторождения уже находятся на завершающей стадии разработки, а поэтому остро стоит вопрос разведки и введение в эксплуатацию новых УВ залежей.

До настоящего времени отсутствуют надежные общепринятые методы поисков и разведки УВ залежей, а также оценки геологических ресурсов в баженовской свите (БС) и её аналогах, хотя с нею связываются большие перспективы и по имеющимся оценкам специалистов в ней содержатся громадные ресурсы «сланцевой» нефти (более 10 млрд. т).

Актуальной, в сложившейся в настоящее время сложной ситуации с ресурсами УВ в Западной Сибири, является также оценка перспектив нефтегазоносности ДК, который наряду с баженовской свитой относятся к классам коллекторов, содержащих трудно извлекаемые запасы (ТРИЗы).

В такого рода объектах невозможно вести эффективные поисково-разведочные работы, не имея четких представлений, основанных на большом объеме фактических, в том числе экспериментальных данных о механизме формирования в них коллекторов, генезисе нафтидов и собственно самих УВ залежей.

Наиболее слабо разработанной и малопонятной в осадочно-миграционной гипотезе образования месторождений УВ является форма или способ миграции микронефти в породу-коллектор, особенно если нефтематеринская толща перекрыта мощными глинистыми экранами. Объяснение этого феномена также является весьма актуальной задачей.

Степень разработанности темы исследований

В настоящее время при прогнозе нефтегазоносности осадочных бассейнов обычно используется осадочно-миграционная теория происхождения УВ, основной вклад в развитие которой внесли А.М. Акрамходжаев, Л.М. Бурштейн, Н.Б. Вассоевич, И.В. Гончаров, И.М. Губкин, Ф.Г. Гурари, А.Н. Гусева, А.Э. Конторович, А.И. Ларичев, Н.В. Лопатин, П.Н. Мельников, С.Г. Неручев, И.И. Нестеров, О.М. Прищепа, М.Я. Рудкевич, Ф.К. Салманов, В.А. Скоробогатов, А.В. Ступакова, А.А. Трофимук, В.А. Успенский, А.Н. Фомин, В.В. Шиманский и многие другие.

Существует также альтернативная теория неорганического происхождения нафтидов, к известным приверженцам которой относятся Р.М. Бембель, Н.С. Бескровный, Б.М. Валяев, К.С. Иванов, Т.А. Киреева, Н.П. Костров, В.А. Краюшкин, П.Н. Кропоткин, Н.А. Кудрявцев, Д.И. Менделеев, А.А. Нежданов, Ю.И. Пиковский, В.Б. Писецкий, В.Б. Порфирьев, Т.А. Теплицкая, А.И. Тимурзиев, Л.В. Хмелевская, Э.Б. Чекалюк и др.

Часть исследователей придерживается дуалистической позиции, то есть они признают, как органическую, так и флюидодинамическую модели происхождения УВ (Н.В. Бердников,

В.Н. Бородкин, В.П. Гаврилов, А.Н. Дмитриевский, В.А. Карпов, Ю.А. Косыгин, В.В. Лапковский, Р.Х. Муслимов и др.).

Существуют также представления об активном участии в нафтидогенезе эндогенных факторов, таких как тектонические движения и сейсмические процессы, сопровождаемые механохимическими реакциями с участием органического вещества (ОВ) и образованием из него вследствие этих процессов УВ (С.М. Астахов, В.И. Молчанов, А.А. Трофимук, В.П. Царев, Н.В. Черский и др.).

С конца 90-х годов прошлого столетия начала развиваться концепция нефтегазовой флюидодинамики (геофлюидодинамики), как универсального процесса, сопровождающего развитие осадочного бассейна (Э.А, Абля, Б.А. Соколов, В.Е. Хаин), а также объясняющая аккумуляцию УВ в природных резервуарах (В.Ю. Керимов и др.) и используемая при поисках скоплений УВ в земной коре (Л.А. Абукова, Ю.А. Волож). В работах О.Ю. Баталина и Н.Г. Вафиной, рассматривается конденсационная модель образования залежей нефти и газа.

Большое количество публикаций посвящено связи вулканических и в частности гидротермальных процессов с нафтидогенезом (Н.С. Бескровный, Г.А. Карпов, Т.А. Киреева, А.Б. Кольцов, А.Д. Коробов, Н.А. Кудрявцев, Б.А. Лебедев, Е.К. Мархинин, Ю.И. Пиковский, С.Д. Талиев, В.Н. Флоровская и др.). Однако эти представления не получили широкого распространения и развития в работах именно нефтяников, которые относятся к фактам связи УВ с гидротермами как к исключительно экзотическим явлениям, не имеющим широкого распространения и значительного влияния на нефтегазоносность Западно-Сибирского бассейна (ЗСБ).

Лишь в последнее время ряд ученых вновь обратил внимание на возможность участия гидротермальных процессов в формировании вторичных коллекторов в разновозрастных породах (А.Э. Конторович, Г.А. Калмыков, Н.С. Балушкина, А.Ю. Юрченко, Е.А. Предтеченская, Д.Е. Заграновская и др.). Однако отсутствуют работы, в которых содержалось бы объяснение причин совместного, почти одновременного тектонического и гидротермального воздействия на породы и сам механизм возникновения и проявления тектоно-гидротермальных процессов, что подробно рассмотрено в настоящей работе.

Полученные автором новые фактические данные, включая результаты экспериментальных лабораторных исследований, позволили по-новому взглянуть на процессы преобразования литологического состава, возникновение вторичной пористости и собственно самих вторичных коллекторов, генерации нафтидов, а также механизма формирования УВ залежей в интервале от кровельной части ДК до верхнего неокома ЗСБ под воздействием тектоно-гидротермальных процессов (ТГП).

Объектом исследования в диссертационной работе являются породы кровельной части ДК, а также отложения юрского и неокомского возраста ЗСБ, подвергшиеся тектоно-гидротермальному воздействию (ТГВ).

Цель работы

Обосновать возможность активного участия тектоно-гидротермальных процессов (ТГП) в формировании коллекторов и УВ залежей и месторождений в ЗСБ на основе литолого-петрофизических, геохимических данных и результатов экспериментального гидротермального и тектонофизического моделирования.

Доказать высокую эффективность предлагаемых методов прогноза перспективных участков для поисков и разведки УВ залежей и месторождений в ДК и осадочном чехле ЗСБ, а также оценки их геологических ресурсов на основе:

- тектонофизического моделирования с использованием данных сейсморазведки;

- оценки нефтегазогенерационных свойств разновозрастных пород с использованием модифицированного метода материального баланса и результатов пиролиза;

- результатов комплексных литолого-петрофизических исследований пород и сейсмических данных с целью выделения перспективных участков для поисков и разведки УВ залежей и месторождений в кровельной части ДК, сложенного кремнистыми известняками (КИ) и осадочном чехле ЗСБ, а также оценки их геологических ресурсов;

- доказать возможность участия в процессе образования УВ залежей и месторождений наряду с ОВ, входящим в состав осадочного чехла ЗСБ, также и УВ, присутствующих в составе гидротермальных флюидов.

Основные задачи исследований

1. Провести анализ собранных данных о литологическом составе и петрофизических свойствах различных типов пород, слагающих верхнюю часть ДК и мезозойский чехол ЗСБ.

2. Доказать на основе собранной литолого-петрофизической информации реальность существования тектоно-гидротермальных процессов (ТГП), воздействовавших на разновозрастные породы в пределах ЗСБ.

3. Используя комплексные литолого-петрофизические и геохимические исследования нативных образцов, а также результаты гидротермального моделирования, доказать возможность формирования вторичных коллекторов и УВ залежей в кровельной части ДК, сложенного кремнистыми известняками, а также другими типами пород в результате воздействия на них ТГП, обосновать наиболее вероятные температуры и состав природных гидротермальных флюидов (ГФ), принимавших участие в образовании этих типов коллекторов в составе ДК. Привести пример оценки геологических ресурсов УВ в кровельной части ДК на примере конкретной площади.

4. Доказать, что источниками нефти, насыщающей залежи в кровельной части ДК, являются преимущественно базальные юрские отложения с высоким содержанием ОВ (углистые аргиллиты и глинистые (зольные) угли, реже баженовская свита и её лито-стратиграфические аналоги), а также в меньшей степени метан и его гомологи, поступающие в составе гидротермальных флюидов.

5. Разработать методику выделения перспективных для поисков УВ залежей участков (зон трещиноватости и разуплотнения) в осадочном чехле используя данные сейсморазведки и выполненного на их основе тектонофизического моделирования.

6. Обосновать набор критериев и методических приемов, используя которые можно осуществить региональный и локальный прогнозы нефтегазоносности бажено-абалакского комплекса (БАК) и выполнить эти виды работ. Привести пример оценки геологических ресурсов УВ в БАК на примере конкретной площади.

7. Разработать методику оценки нефтегазогенерационных свойств разновозрастных отложений, включая главную нефтематеринскую толщу - баженовскую свиту (БС) с использованием модифицированного метода материального баланса и данных пиролиза.

8. На основе экспериментального гидротермального моделирования доказать, что при достаточно высоких температурах CO_2 приобретает свойства окислителя, разлагаясь на O_2 и CO, что, с одной стороны, вызывает формирование зон осветления в породах, содержащих в своем составе ОВ, а с другой, позволяет предположить возможность её реагирования с водородом, поступающим в составе гидротермальных флюидов (ГФ), вызывая в небольших количествах генерацию УВ (природный процесс Фишера-Тропша).

Научная новизна

1. Разработан и впервые использован способ применения данных сейсморазведочных работ для тектонофизического моделирования с целью прогноза перспективных (высокопродуктивных) участков для размещения в их пределах поисково-разведочных, а также эксплуатационных скважин.

2. Впервые использовано экспериментальное (лабораторное) гидротермальное моделирование с целью восстановления механизма формирования вторичных коллекторов в различных литологических типах пород, присутствующих в составе ДК и осадочном чехле ЗСБ, образования из $ОВ_{исх}$ нафтидов и формирования равновесных ассоциаций гидротермальных минералов, аналогичных природным.

3. Доказано активное участие ТГП в формировании вторичных коллекторов, сопровождающихся изменением их литологического состава, в генерации нафтидов и образовании УВ залежей в разновозрастных породах ЗСБ.

4. Впервые установлено, что при высоких температурах и давлении углекислота проявляет свойства окислителя, вызывая окисление ОВ и других природных восстановителей с образованием окиси углерода, что в присутствии водорода делает возможным образование «синтетических» УВ.

5. Разработан модифицированный метод материального баланса в комплексе с пиролизом для оценки нефтегазогенерационных свойств разновозрастных пород.

6. На основе детального анализа литолого-геохимических и геофизических данных впервые установлены закономерности в распределении урана в БС и его перераспределении под действием гидротермальных флюидов (ГФ).

7. Осуществлен региональный и локальный прогнозы перспектив нефтегазоносности БАК, проведена оценка геологических ресурсов УВ в БАК на примере конкретной площади.

8. Разработан оригинальный способ прогноза вторичных коллекторов в кровельной части ДК, сложенного кремнистыми известняками на основе результатов литолого-петрофизических исследований и данных сейсморазведочных работ.

Теоретическая значимость работы заключается:

1. В дальнейшем развитии методов тектонофизического моделирования, основы которого были заложены в работах В.В. Белоусова, М.В. Гзовского, П.М. Бондаренко, Н.Д. Осокиной и других исследователей, с инновационным применением данных сейсморазведки, что позволило разработать новые теоретические основы для использования этого метода в нефтегазовой геологии с целью выделения перспективных участков и оценки прогнозных геологических ресурсов в их пределах.

2. В комплексных литолого-петрофизических исследованиях пород, слагающих ДК и осадочный чехол ЗСБ, что дало возможность обосновать типы пород, входящих в их состав, в которых возможно образование вторичных коллекторов тектоно-гидротермального происхождения.

3. В экспериментальном гидротермальном моделировании и литологических исследованиях пород, слагающих ДК, а также осадки юрско-нижненеокомского возраста, что позволило подготовить теоретические основы: 1) для восстановления состава природных высокоэнтальпийных флюидов; 2) образующихся из них вторичных гидротермальных минералов; 3) последовательности их выделения; 4) возможности формирования вторичной пористости за счет растворения этими флюидами конкретных типов неустойчивых минералов.

4. В разработке модифицированного метода материального баланса, заложенного классиками осадочно-миграционной гипотезы (Акрамходжаев, 1982; Вассоевич, 1969; Конторович, 1970; Лопатин, 1969; Неручев, 1970; Трофимук, 1984; Успенский, 1954 и др.) с использованием результатов пиролитических исследований, что сделало возможным создать теоретическую базу для оценки нефтегазогенерационных свойств органического вещества, входящего в состав разновозрастных пород.

5. В использовании термодинамических данных, на основе которых были вычислены Р-Т условия, при которых становится возможным флюидоразрыв пород-коллекторов, возникновение в них депрессионных условий и изменение величины их пористости в зависимости от температуры гидротермальных флюидов.

Практическая значимость работы

В существующей в настоящее время тяжелой ситуации с поисками новых месторождений и УВ залежей предлагаемая возможность активного участия ТГП в их формировании позволяет оптимизировать поисково-разведочные работы, особенно в таких объектах, как ДК и БАК, которые относятся к категории ТРИЗов.

На основе разработанного способа прогнозирования высокопродуктивных зон в осадочном чехле ЗСБ по результатам комплексирования сейсморазведочных работ и выполненного на их основе тектонофизического моделирования построены карты перспектив БАК в пределах 12 площадей и месторождений со степенью подтверждаемости сделанных прогнозов от 67 до 100 %: Кальчинское; Маслиховское; Северо-Даниловское; Славинское месторождения; Ем-Еговская; Камынская; Восточно-Каменная; Пальяновская площади; Итьяхский; Назымский; Галяновский ЛУ; Лебяжий поисковый ЛУ.

Проведена оценка прогнозных ресурсов углеводородов, содержащихся в отложениях БАК Ханты-Мансийского Автономного округа (отчет: «Оценка прогнозных ресурсов углеводородов, содержащихся в отложениях баженовской и абалакской свит Ханты-Мансийского Автономного округа», Зубков, Пормейстер и др. 2003 г.).

Разработана оригинальная методика определения нефтегазогенерационных свойств отложений на основе данных пиролиза и модифицированного метода материального баланса, с помощью которой выполнена количественная оценка генерационных свойств разновозрастных осадков в пределах следующих месторождений и площадей ЗСБ:

- в составе ДК: Северо-Варьеганское, Андреевское, Семивидовское, Западно-Тугровское месторождения;

- в составе БАК: Тевлинско-Русскинское, Южно-Ягунское, Новоортъягунское, Дружное, Повховское, Нонг-Еганское, Северо-Ягурьяхское, Приобское, Верхне-Салымское, Маслиховское месторождения и Пальяновская, Ем-Еговская, Каменная площади.

- в составе юрских и нижненеокомских отложений: Андреевское, Западно-Семивидовское, Западно-Тугровское, Красноленинское, Лазаревское, Сыморьяхское, Тальниковое, Медвежье, Уренгойское месторождения.

Впервые на основе экспериментального гидротермального моделирования установлено, что при достаточно высоких температурах (около 275^{o}С и выше) углекислота приобретает свойства окислителя, разлагаясь на кислород и окись углерода, что может вызывать формирование зон осветления в породах, за счет окисления содержащегося в их составе ОВ.

Доказано участие гидротермальных флюидов в перераспределении урана, присутствующего в составе баженовской свиты с формированием локальных участков (пропластков), содержащих его рудные концентрации.

Предложенный способ прогноза УВ залежей на основе комплексирования результатов исследования литолого-петрофизических свойств исходных кремнистых известняков и образующихся по ним гидротермальных силицитов (ГС) с данными сейсморазведочных работ, позволили построить прогнозные карты с выделением перспективных участков в пределах Северо-Варьеганского и Ханты-Мансийского месторождений с подтверждаемостью сделанных прогнозов порядка 75 %.

Кроме отмеченных ранее сложных геологических объектов предлагаемые методы тектонофизического моделирования позволяют выделять наиболее перспективные участки и в обычных гранулярных коллекторах, входящих в состав юрских и неокомских отложений Западной Сибири.

Гидротермальное моделирование позволило установить механизм формирования вторичной пористости за счет растворения неустойчивых минеральных зерен и прогнозировать возможный состав вторичных минералов, включая глинистые разновидности.

Методология и методы исследования

В процессе выполнения работы использовались следующие методы исследований:

- анализ и обобщение собственных результатов исследований, а также материалов из открытых источников;

- систематизация и обработка литолого-петрофизических и геохимических данных по разновозрастным породам, входящим в состав ДК и осадочного чехла ЗСБ в количестве около 3500 образцов, отобранных из более 250 скважин.

- использование полученных фактических, включая экспериментальные, данных по тектонофизическому и гидротермальному моделированию для осуществления прогноза распространения вторичных коллекторов тектоно-гидротермального происхождения в породах, слагающих кровельную часть ДК и осадочный чехол ЗСБ в Зауральской, Фроловской, Среднеобской и Надым-Пурской нефтегазоносных провинциях.

- применение разработанной оригинальной методики оценки нефтегазогенерационных свойств пород с использованием метода материального баланса, основанного на результатах пиролитических исследований разновозрастных пород (от доюрского комплекса до верхненеокомских отложений) в количестве 580 образцов.

Положения, выносимые на защиту

1. Тектоно-гидротермальные процессы принимают активное участие в генерации нафтидов, образовании вторичных коллекторов и формировании углеводородных залежей и месторождений в Западной Сибири. Это подтверждается исследованиями образцов керна, экспериментами лабораторного гидротермального и тектонофизического моделирования, результаты которых позволяют восстановить механизм формирования вторичной пористости в породах, имеющих тот или иной литологический состав и равновесные минеральные ассоциации в определенных термодинамических условиях и при различных составах гидротермальных флюидов.

2. Коллекторы, встреченные в кровельной части доюрского комплекса и в бажено-абалакском комплексе Западной Сибири, имеют вторичное тектоно-гидротермальное происхождение. В доюрском комплексе они развиваются преимущественно по кислым магматическим, метаосадочным, кремнистым, карбонатным и переходными между ними литологическими разновидностями пород, а в бажено-абалакском комплексе, главным образом, по карбонатным и кремнистым литологическим типам пород.

3. Использование данных сейсморазведки и выполненного на их основе тектонофизического моделирования позволяет выделять перспективные зоны разуплотнения с повышенными фильтрационно-емкостными свойствами пород-коллекторов с межгранулярным типом пористости, а также участки формирования вторичных коллекторов трещинного и трещинно-кавернозного типов.

4. Разработанный автором модифицированный метод материального баланса с использованием результатов пиролитических исследований позволяет оценивать нефтегазогенерационные свойства пород, содержащих в своем составе органическое вещество.

Степень достоверности результатов исследований

1. Большой объем комплексных литолого-петрофизических, геохимических, тектонофизических и гидротермальных исследований подтверждает предложенные механизмы формирования вторичных коллекторов в разновозрастных толщах ЗСБ в результате тектоно-гидротермального воздействия (ТГВ).

2. Проведенное сопоставление минеральных ассоциаций, формирующихся в гидротермальных экспериментах с таковыми в нативных образцах, подтверждает правильность определенных термодинамических условий, в которых происходило образование вторичных коллекторов.

3. Результаты прогноза продуктивных участков в БАК на основе комплексирования данных сейсморазведки и тектонофизического моделирования характеризуются подтверждаемостью порядка 76-100%.

4. Сопоставление результатов прогнозов нефтеносности кровельной части ДК, сложенных кремнистыми известняками, выполненных на основе комплексирования данных литолого-петрофизических исследований и результатов сейсморазведочных работ свидетельствуют об успешности этих прогнозов около 75%.

5. Результаты разведочного и эксплуатационного бурения подтверждают сделанный на основе тектонофизического моделирования прогноз, что юрские отложения в участках роста поднятий находятся в зонах сжатия, а меловые – в зонах растяжения (разуплотнения).

6. Подтверждаются результаты тектонофизического моделирования, прогнозирующие выход зон разуплотнения, формирующихся над антиклинальными структурами на дневную поверхность, в форме озер, русел и проток рек, а также возникновения над ними субвертикальных зон дробления, по которым осуществляется активная миграция флюидов.

7. Детальные литолого-петрофизические, геофизические и геохимические исследования подтвердили правильность выделенных потенциально-продуктивных пород (ППП) в составе БАК, которые в результате тектоно-гидротермального воздействия (ТГВ) на них превращаются в продуктивные породы (ПП), именно из них получены основные притоки УВ.

Соответствие диссертации паспорту научной специальности

Содержание диссертации соответствует паспорту научной специальности 1.6.11 – «Геология, поиски, разведка и эксплуатация нефтяных и газовых месторождений» (геолого-минералогические науки), следующим пунктам: п. 1 «Условия образования месторождений нефти и газа» (геохимия нефти и газа; резервуары нефти и газа, коллекторы и покрышки; условия формирования скоплений нефти и газа в земной коре (генерация, миграция и аккумуляция углеводородов; проблема происхождения углеводородов, современные подходы в её решении), п. 2 «Прогнозирование, поиски, разведка и оценка месторождений» (методология прогнозирования и критерии нефтегазоносности, методы оценки ресурсов; современные методы поисков и разведки месторождений нефти и газа; совершенствование методов геологического

моделирования и подсчета запасов нефти и газа, п. 4 «Совершенствование методов геологического моделирования залежей и месторождений нефти и газа».

Реализация работы

В основу подготовленной диссертационной работы положен фактический материал, полученный лично автором по результатам 45-летних (1980-2025 гг.) научно-практических исследований по литологии, петрофизике, геохимии, геофизике, геологии и нефтегазоносности Западно-Сибирского бассейна (ЗСБ) и ряда месторождений, расположенных в Урало-Поволжской и Восточно-Сибирской нефтегазоносных провинциях, использованных в отчетах по подсчету запасов УВ, выделению прогнозных участков для расположения проектных разведочных и добывающих скважин.

Результаты выполненных комплексных литолого-петрофизических, геохимических, экспериментальных гидротермальных и тектонофизических исследований нашли отражение в более 100 научных отчетах, выполненных в рамках договоров с ПАО «ЛУКОЙЛ», ООО «ЛУКОЙЛ-Западная Сибирь», ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг», ПАО «ГАЗПРОМ», ООО «ТюменНИИгипрогаз», АО «ЛУКОЙЛ», АО «РИТЭК» (НГДУ «РИТЭКБелоярскнефть»), ПАО НК «Русс Нефть», АУ ХМАО-Югры «НАЦ РН им. В.И. Шпильмана», АО «ННК-Печеранефть», АО «НК «Конданефть», ОАО «НК «Янгпур», ОАО «Евротэк», АО «ЦГЭ», АО «Уралнефтесервис», ФБГУ «ВСЕГЕИ», ФГУП «ЗапСибНИИГГ», АО «СибНИИНП», АО «Комнедра», ЗАО «ТУРСУНТ», ОАО «Тюменская нефтяная компания», ООО «Газпром добыча Красноярск», ОАО НГК «Славнефть» (ОАО «Славнефть-Мегионнефтегаз»), ООО «Газпром геологоразведка», ОАО «Варьеганнефть», ОАО «Тюменнефтегаз», ООО «НК «Бурнефтегаз», ООО «Соровскнефть», ООО «Тортасинскнефть», ООО «Нефтегазпромтех», ООО «Тюменский Нефтяной Научный Центр», ЗАО СП «Нафта-Ульяновск», ОАО СП «Соболь», ОАО АНК «Юганефть», ЗАО «Назымская НГРЭ», ОАО «Ханты-Мансийская нефтяная компания», ЗАО «Зауралнефтегаз». В выполнении этих работ автор был руководителем или ответственным исполнителем.

Личный вклад

1. Автором доказано активное участие тектонических и гидротермальных (флюидодинамических) процессов в образовании коллекторов и УВ залежей в ЗСБ.

2. На основе данных сейсморазведочных работ разработал оригинальный способ тектонофизического моделирования роста антиклинальных структур и обработки полученных результатов, используемых при прогнозе перспективных зон распространения вторичных коллекторов в осадочном чехле, включая основной объект – БАК.

3. Непосредственно участвовал в проведении экспериментов по тектонофизическому моделированию и последующей обработке полученных данных.

4. Принимал непосредственное участие в проведении экспериментов по гидротермальному моделированию с различными типами пород и гидротермальными флюидами, а также обработке полученных результатов.

5. Руководил работой по «Оценке прогнозных ресурсов углеводородов, содержащихся в отложениях баженовской и абалакской свит Ханты-Мансийского автономного округа» (2003), а также построении прогнозных карт с размещением на них рекомендуемых для бурения разведочных скважин в БАК.

6. Подготовил оригинальную методику оценки нефтегенерационных свойств отложений, содержащих в своем составе ОВ (баженовская свита, угли, углистые аргиллиты) на основе модифицированного метода материального баланса и результатов пиролических исследований.

7. Разработал способ прогноза распространения вторичных пород-коллекторов в ДК на основе результатов литолого-петрофизических исследований керна и данных сейсморазведки, защищенный патентом.

8. Автор принимал непосредственное участие в подготовке и исследованиях коллекций образцов керна из более 150 скважин, пробуренных в пределах Ханты-Мансийского, Ямало-Ненецкого автономных округов, отобранных в широком возрастном интервале – от ДК до верхненемеловых отложений, результаты исследований которых использовались в настоящей работе, а также ряда месторождений, расположенных в Урало-Поволжской нефтегазоносной провинции и Красноярского края.

9. Разработал оригинальный способ прогнозирования зон развития вторичных коллекторов трещиноватого типа в осадочном чехле, защищенный патентом.

Апробация результатов исследований

Основные положения и результаты исследований, составляющих основу диссертации, докладывались на научных, включая международные конференциях: Во втором Международном симпозиуме «Термодинамика природных процессов» и российском симпозиуме «Термодинамика в геологии», Новосибирск, 1992; «300 лет горно-геологической службе России», Санкт-Петербург (2000); Международной научно-практической конференции, посвященной 130-летию со дня рождения И. М. Губкина «Нефтегазоносность фундамента осадочных бассейнов», Москва (2001); Международной кафедре ЮНЕСКО НГУ и СО РАН «Вопросы устойчивого и бескризисного развития» (секция науки о Земле), Новосибирск (2001); РОО ЯГО: Санкт-Петербург, Москва, Тверь, Бугульма, Октябрьский, Санта-Круз-де-Тенерифе, Агадир, Санья, Фантьет, Варадеро, Пунта-Кана, Денпасар, Сидней, Коломбо (2004-2016); ОАО НПП ВНИИГИС, Октябрьский (2012); ЕАГО, Тюмень (2014, 2015); Мин. науки и высшего образования РФ, ТИУ «Современные технологии нефтегазовой геофизики», Тюмень (2019); ЕАГЕ: Геленджик, Тюмень, Санкт-Петербург, Иркутск, Калининград (2015-2022); В материалах научно-практической конференции «Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО», Ханты-Мансийск (1999-2009, 2015-2020); в сборниках научных трудов СНИИГГиМС, Новосибирск (1982, 1984, 1990, 1991); ЗапСибНИГНИ, Тюмень (1984, 1988, 1989); СибНИИНП, Тюмень (1985); ИГиРГИ, Москва (1986); Материалы докладов Национальной научно-практической конференции с международным участием (27-28 апреля 2023г.). Современные технологии нефтегазовой геофизики. – Тюмень – ТИУ – 2023; «Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2024»; Материалы LV Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2024; «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)», Иркутск, ИЗК СО РАН, 2023, 2024; «Геотектоника и геодинамика сейсмоактивных районов, посвященной 300-летию Российской академии наук». М.: ИФЗ РАН, 2024; «Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы - 2025». М.: ООО «Издательство ГЕОС», 2025.

Публикации

По теме диссертации автором опубликовано 76 научных работ, в том числе 2 монографии, имеются 2 авторских свидетельства и 2 патента на изобретения (один в соавторстве), из них 26 работ в журналах, рекомендованных ВАК, в том числе 14 работ в изданиях, включенных в международные базы цитирования Web of Science, Scopus и др. МБД. Статьи опубликованы в следующих журналах: «Геология нефти и газа», «Нефтяное хозяйство», «Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений», «Геология и геофизика», «Геохимия»,

«Геотектоника», «Вестник МГУ. Сер.4. Геология», «Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири», «Георесурсы.

Объем и структура диссертации

Диссертационная работа состоит из введения, 5 глав и заключения, текст состоит из 383 машинописных страниц, содержит –181 рисунок, - 28 таблиц, библиография – 327 названий.

Благодарности

Материалы для диссертации собирались на протяжении почти 45 лет, поэтому, к большому моему сожалению, многих моих учителей и коллег уже нет среди нас, более того, исчезли даже крупные отраслевые институты и организации, в которых я трудился и/или собирал необходимый материал для написания диссертации. Поэтому часть названий организаций, приводимых мною, являются в известном смысле условными.

Автор выражает искреннюю признательность своим первым учителям и наставникам: д.г.-м.н. Ф.Г. Гурари (СНИИГГиМС), д.г.-м.н. П.М. Бондаренко (ИНГГ СО РАН), д.г.-м.н. Г.Ю. Шведенкову (ИГМ СО РАН).

Автор благодарит д.г.-м.н. И.В. Гончарова (ОАО «ТомскНИПИнефть») за консультации по интерпретации результатов пиролитических исследований образцов баженовской свиты, Т.А. Киреевой (МГУ) за предоставленные материалы по новообразованным сульфатам в баженовской свите, к.г.-м.н. В.В. Мормышева и к.г.-м.н. В.П. Сонича (ОАО «СибНИИНП») за плодотворное сотрудничество при изучении строения и нефтегазоносности баженовской свиты.

Сердечную благодарность автор выражает всем сотрудникам ООО «ЗапСибГЦ» за проведение необходимых видов литолого-петрофизических, геохимических и тектонофизических исследований.

Автор признателен сотрудникам ИНГГ СО РАН: д.г.-м.н. А.Н. Фомину, к.г.-м.н. В.Н. Меленевскому, д.г.-м.н. В.В. Лапковскому, д.г.-м.н. В. Н. Бородкину за внимательное изучение моей работы и ценные замечания.

Особую признательность и благодарность автор выражает академику РАН А.Э. Конторовичу за содействие и ценные замечания автору, а также чл. корр. РАН А.Р. Курчикову за предоставленные материалы по распределению пластовых температур по кровле баженовской свиты, использованных при региональном прогнозе нефтегазоносности бажено-абалакского комплекса.

Выражаю свою благодарность и признательность чл. корр. РАН Л.М. Бурштейну, чл. корр. РАН В.А. Конторовичу и другим специалистам за конструктивный и критический анализ выполненной работы.

Автор признателен всем коллегам, с которыми он проводил совместные литолого-петрофизические, геохимические и тектонофизические исследования, результаты которых отражены в совместных отчетах и публикациях.

ГЛАВА 1. ТЕКТОНО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ В КРОВЕЛЬНОЙ ЧАСТИ ДОЮРСКОГО КОМПЛЕКСА

1.1. Нефтегазоносность кровельной части доюрского комплекса, типы коллекторов в его составе и механизм их формирования

Нефтегазоносность кровельной части доюрского комплекса (ДК) Западно-Сибирской плиты давно доказана, из нее получены промышленные притоки нефти от единиц до первых сотен тонн в сутки в пределах ряда площадей Шаимского, Красноленинского, Варьеганского районов, Широтного Приобья, а также Томской области. Однако до настоящего времени нет общепринятых представлений о механизме формирования коллекторов в ДК и возникновении в них залежей углеводородов (УВ) [10; 26; 77-79; 82; 83; 93; 95-97; 111; 123; 128; 137; 149; 162; 172-174; 176; 179; 232; 238; 243; 245; 288; 289]. Этим же объясняется отсутствие апробированных методик поисков УВ залежей в кровельной части ДК.

Большинство исследователей, занимающихся проблемами нефтегазоносности кровельной части ДК обычно полагают, что коллекторами в этом объекте являются древние коры выветривания (элювий) [26; 77-79; 82; 83; 162; 172-174; 176; 179; 232; 243; 288]. Однако следует подчеркнуть, что этот термин не является строго определённым и даже известные литологи и геохимики, такие как Б.Б. Полынов, 1952; В.П. Петров, 1953; В.Т. Аллен, 1959; Н.М. Страхов, 1960; И.И. Гинзбург, 1963; В.Н. Разумова, 1967 и другие вкладывали различный смысл в этот термин. Поэтому за кажущейся простотой часто употребляемого термина «кора выветривания» скрывается широкая гамма представлений об обсуждаемом предмете.

Тем не менее, общим в понимании процесса формирования коры выветривания является то, что она образуется преимущественно под действием атмосферных факторов – физического и химического выветривания, окончательными продуктами которых (за исключением карбонатов), как правило, являются глинистые минералы и полуторные окислы, как наиболее устойчивые в этих условиях соединения. Поэтому, строго говоря, окончательно сформированная кора выветривания в классическом её понимании – это скорее покрышка, чем коллектор.

Отсутствует также единое мнение и об источниках УВ, заполняющих залежи в кровельной части ДК. Одни исследователи считают, что источником УВ являлись собственно сами породы доюрского фундамента [62; 79; 83; 172; 185; 212; 222; 226; 232], другие допускают возможность того, что генераторами УВ являлись юрские отложения [10; 95; 96; 111; 226].

Поэтому, чтобы разработать обоснованную методику прогноза УВ залежей в кровельной части ДК, необходимо на основе анализа результатов комплексных литолого-петрофизических и геохимических исследований установить, какие литологические разновидности пород являются коллекторами, обосновать механизм их формирования, установить источники УВ, заполнившие коллекторы. Используя полученные знания об их физических свойствах, можно предложить способы интерпретации дистанционных геофизических методов (гравио-, магнито- и сейсморазведка), на основе которых станет возможным осуществление прогноза нефтегазоносности обсуждаемого объекта, а также разработка набора критериев, с помощью которых можно провести дифференцирование интересующих территорий на площади с различной степенью перспективности.

Комплексные литолого-петрофизические и геохимические исследования проводились с использованием стандартного петрофизического оборудования и физических (оптическая и электронная микроскопия, рентгеноструктурный (РСА) анализ, гамма-спектрометрия, ядерно-

магнитный резонанс (ЯМР), ИК-спектрометрия), а также химических (элементный анализ, определение Сорг, хроматография, пиролиз) методов.

Проведено более тысячи анализов различных литологических типов пород, слагающих кровельную часть ДК в пределах шести месторождений: Даниловского, Северо-Даниловского, Убинского, Ханты-Мансийского, Урьевского, Ханты-Мансийского и Северо-Варьёганского. Обращаю внимание на то, что чисто карбонатные породы (известняки и доломиты) нами не исследовались, поэтому в настоящей работе они не рассматриваются.

Наиболее детально изучены породы ДК в пределах Шаимского НГР, что объясняется небольшой глубиной залегания пород фундамента в этом районе (в среднем 1800-2000 м). УВ залежи здесь открыты в пределах Даниловского, Северо-Даниловского, Мортымья-Тетеревского, Мулымьинского, Потанайского, Толумского и Убинского месторождений [78; 96; 97; 111].

Коллекторами являются два основных класса пород: метаморфические и магматические. Они характеризуются широким спектром фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС). Так их пористость изменяется от 0,1-0,5 до 30-35 %, а проницаемость от $0{,}3\text{-}0{,}5\cdot10^{-5}$ до $100\text{-}150\cdot10^{-3}$ мкм^2. Однако к собственно продуктивным относятся породы, обладающие пористостью более 12-14 % и проницаемостью около $1\cdot10^{-3}$ мкм^2 и выше [96].

Примерами коллекторов в метаморфических породах могут служить образцы, отобранные в пределах *Убинского* месторождения. Они представлены двумя типами – метапесчаниками и кремнистыми сланцами (Рисунок 1.1).

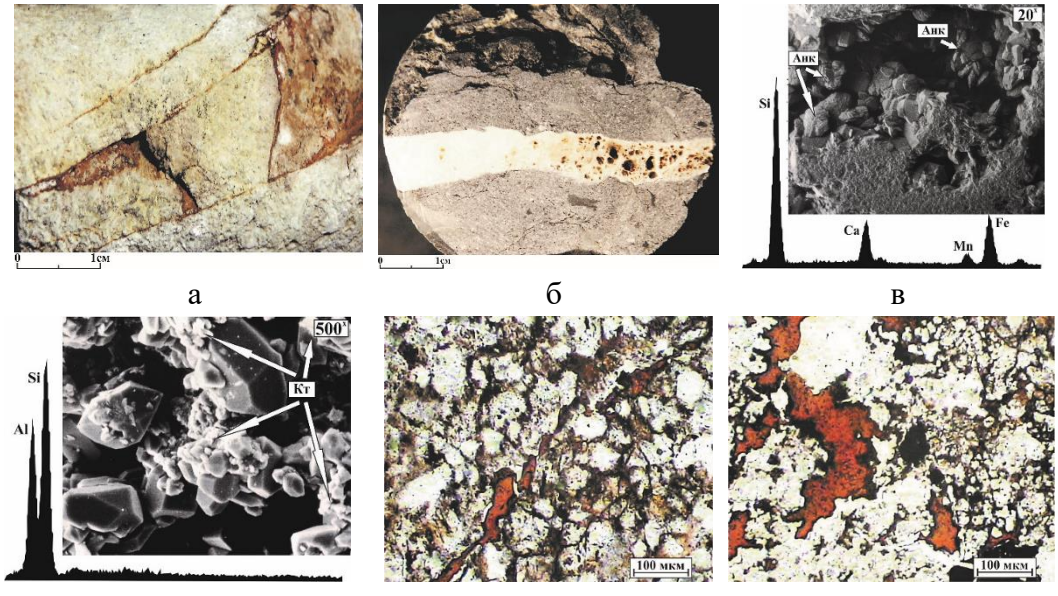


Рисунок 1.1 – Фотографии образцов метапесчаника (а), кремнистого сланца (б), снимки РЭМ микрокаверн в метапесчанике (в) и кремнистом сланце (г), фотографии петрографических шлифов, прокрашенных красной смолой метапесчаника (д) и кремнистого сланца (е). Убинское месторождение: скв. 10054 (а, в, д) и скв. 3735 (б, г, е); увеличение: в – 20 раз, г – 500 раз. Сокращения: Анк – анкерит, Кт – каолинит. Рядом со снимками РЭМ расположены элементные спектры, полученные с их площади (в) и агрегатов каолинита (г)

Образующийся в метапесчаниках и других метаморфизованных гранулярных породах вторичный коллектор может быть отнесён к трещинно-порово-микрокавернозному типу (см. Рисунок 1.1). В микрокавернах отмечаются новообразованные минеральные ассоциации,

представленные мелкими новообразованными кристаллами кварца (Кв) и анкерита (Анк) (Рисунок 1.1в, г).

В прокрашенных смолой петрографических шлифах отмечаются эффективные поры и микрокаверны, в которые проникла смола. Они имеют неправильную, часто вытянутую форму. Их размеры изменяются в широких пределах – от 1-2 мкм до 1-3 мм (Рисунок 1.1д, е). Обычно метапесчаники характеризуются низкими фильтрационно-емкостными свойствами (ФЕС). Их пористость как правило составляет всего 3-8 %, а в продуктивных разновидностях достигает 12-16 %. Проницаемость, обычно, не превышает $0{,}1\text{-}1{,}0 \cdot 10^{-3}$ мкм^2. Лишь в трещиноватых разновидностях проницаемость может достигать 15-30 и даже $100 \cdot 10^{-3}$ мкм^2 [96; 111].

Здесь следует отметить интересные факты, на которые обращали внимание промысловые геологи, отбиравшие керн из кровельной части ДК Шаимского и Красноленинского НГР. В их полевых описаниях отмечаются случаи отбора рыхлого песка из кровли ДК, который легко растирается пальцами рук до отдельных песчинок. Вероятнее всего, присутствовавший в их составе цемент (имевший, скорее всего, карбонатный состав) был полностью растворён кислым гидротермальным флюидом (ГФ), из-за чего метапесчаник превратился в рыхлый песок [96].

Примерами сильно метаморфизованных осадочных пород, в которых обнаружены залежи УВ, могут служить кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы, отобранные в пределах того же Убинского месторождения (Рисунок 1.1б, г, е). В этих породах развивается коллектор трещинно-кавернозного типа. В кавернах на их стенках отмечаются многочисленные новообразованные мелкие кристаллики кварца, а также агрегаты каолинита и/или диккита (см. Рисунок 1.1б, г, е). Вторичные пустоты и каверны приурочены к трещинам, по которым осуществлялось движение ГФ, растворявшего в первую очередь карбонатный материал, присутствовавший в составе кремнистых прослоев (см. Рисунок 1.1е).

Следует обратить внимание на очень важный факт – кремнистые сланцы, содержащие УВ залежи, обычно интенсивно осветлены (почти до белого цвета), причём зона осветления проникает из ДК в перекрывающие его юрские осадки, что особенно хорошо видно, когда эти осадки представлены углисто-глинистыми отложениями, имевшими первоначально тёмно-серый, до чёрного, цвет (Рисунок 1.2).

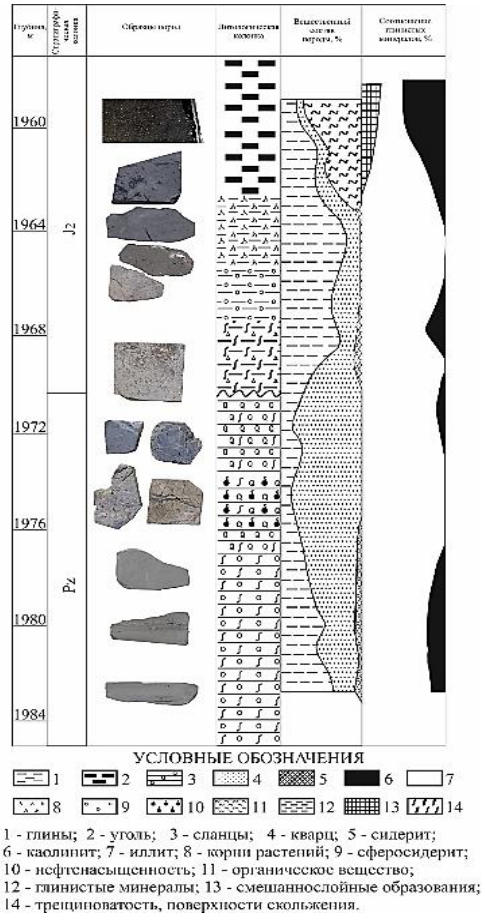


Рисунок 1.2 – Литологический разрез по скважине 3520 Убинского месторождения (по [96] с добавлениями)

Параллельно с осветлением в подошвенной части юрских осадков отмечается интенсивный калиевый

метасоматоз, сопровождающийся образованием вторичного серицита, что надёжно фиксируется не только по данным РСА, но и по результатам гамма-спектрометрического анализа (вклад K^{40} в суммарную радиоактивность пород в рассматриваемом интервале нередко превышает 50 %). Мощность зоны осветления в юрских отложениях составляет порядка 8-10 м (см. Рисунок 1.2). Нефтенасыщенные интервалы в ДК приурочены к наиболее кремнистым литологическим типам, обладающим трещинно-кавернозной ёмкостью (см. Рисунок 1.2).

К классу сильно метаморфизованных пород, содержащих в себе УВ залежь, можно отнести также кварцитопесчаники, поднятые из разреза скв. 134Р *Урьевского* месторождения (Рисунок 1.3) [97].

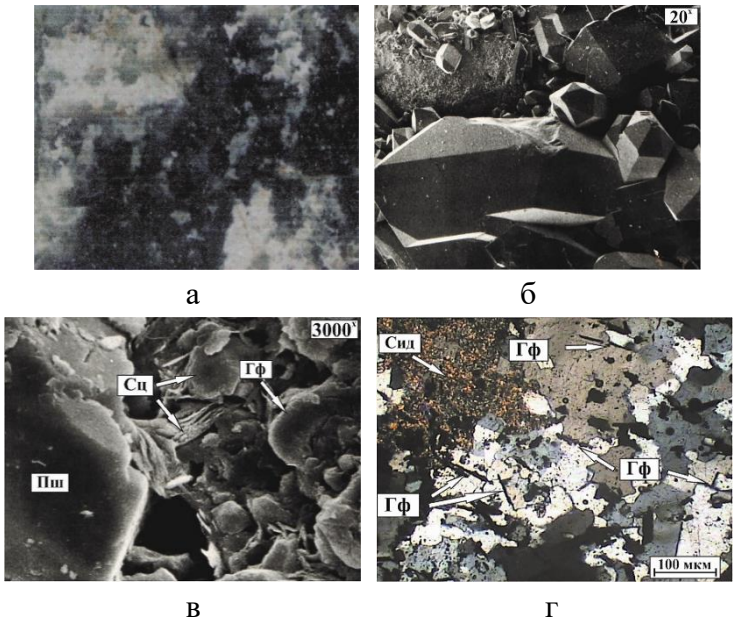


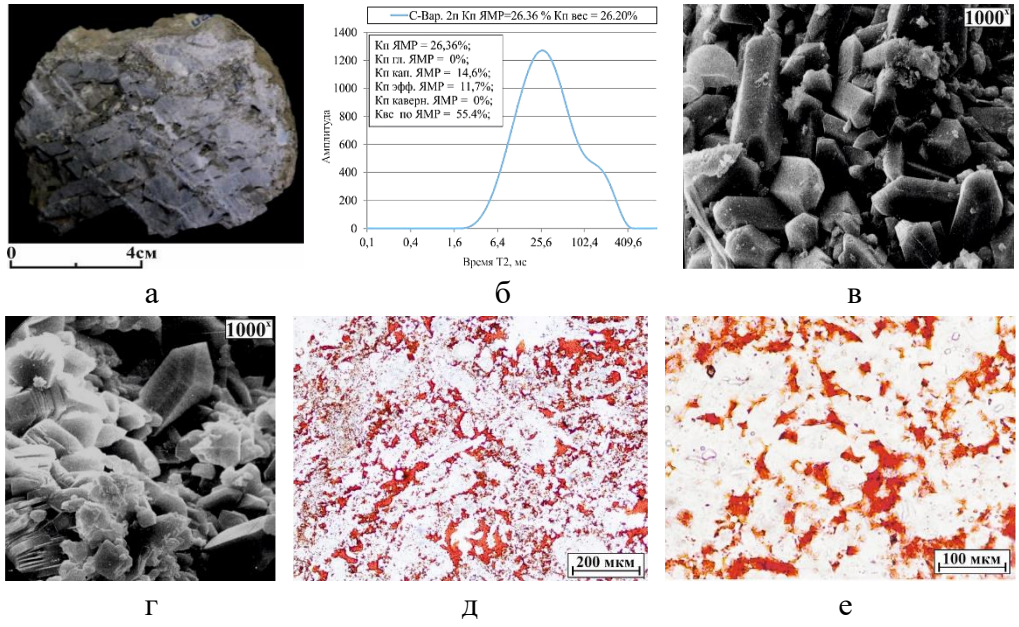
Рисунок 1.3 – Фотография образца кварцитопесчаника (а), снимки РЭМ гидротермальных минералов в трещинах и кавернах (б, в), фотография петрографического шлифа, полученная с анализатором (г), скв. 134 Р Урьевское месторождение, (по [97]). Сокращения: Пш – полевой шпат; Сц – серицит; Гф – графит; Сид – сидерит

Это очень плотные с низкой пористостью и проницаемостью породы, в которых практически полностью отсутствует первичная межгранулярная ёмкость благодаря широкому развитию конформно-регенерационного типа контактов между зернами (см. Рисунок 1.3г). Они имеют преимущественно кварц-полевошпатовый состав с примесью серицита и мелкозернистого сидерита (Сид) (см. Рисунок 1.3б-г). Образовавшийся в них коллектор относится к трещинно-кавернозному типу. Наиболее обычными вторичными минералами, образовавшимися на поверхности трещин и микрокаверн, являются мелкокристаллический кварц (Кв) и серицит (см. Рисунок 1.3б, в). Интересно, что в рассматриваемых метапесчаниках отмечаются довольно многочисленные очень мелкие чешуйки графита, захваченные перекристаллизованными обломочными зёрнами Кв и полевых шпатов в процессе их роста (см. Рисунок 1.3в, г). Скорее всего, чешуйки графита, обнаруженные в кварцитопесчанике, - это графитизированные капельки нефти, насыщавшей поры этого песчаника в далёком прошлом [97]. Вероятно, рассматриваемые породы побывали в очень жёстких термодинамических условиях (стадия метагенеза), что и привело к графитизации нефти, первоначально насыщавшей этот метапесчаник.

В пределах *Северо-Варьёганского* месторождения в кровельной части ДК открыта УВ залежь в явно изменённых (осветлённых) трещиноватых породах, имеющих светло-серый, до

почти белого, цвет [95]. Условно их можно разделить на два типа. Первый тип – это тонкослоистые светло-серые, почти белые породы, состоящие преимущественно из кремнезёма (45-70 %) и глинистых минералов (20-45 %). Последние представлены преимущественно иллитом (Ил) и/или серицитом (до 35 %), каолинитом (Кт) и/или диккитом (до 7 %), смешанослойными образованиями (ССО) (3-8 %) с небольшой примесью хлорита (Хл) (до 2.5 %). Среди карбонатов преобладает микросферолитовый Сид (до 11%).

Второй тип – это существенно кремнистые сильно трещиноватые породы, также имеющие почти белый цвет, сложенные на 80-95 % кремнезёмом и 1-20 % глинистыми минералами, с небольшой примесью сферосидерита - 0.5-8.5 %, названные автором гидротермальными силицитами (ГС) (Рисунок 1.4а). В составе глинистых минералов преобладает серицит и/или Ил (1-18 %), Кт и/или диккит (до 4 %) и смешанослойных образований (до 4 %). В этих двух типах пород ОВ полностью отсутствует.



а б в

г д е

Рисунок 1.4 – Фотография образца гидротермального силицита (а), его спектр ЯМР (б), снимки РЭМ (в, г) и фотографии прозрачных петрографических шлифов, покрашенных красной смолой (д, е), скв. 2П, Северо-Варьеганское месторождение (по [111] с добавлениями)

Оба литотипа, особенно второй, обладают высокими ФЕС. Их пористость изменяется от 8-12 % до 21-35 %, а проницаемость достигает 2.5-295·10^{-3} мкм^2 [95]. По данным ЯМР в трещиноватом кремнистом типе присутствует довольно много капиллярно связанной воды, что обусловлено высоким содержанием очень мелких пустот (водоудерживающая способность этих пород составляет в среднем 50-60 %). Однако довольно много пор, включая микрокаверны, заполненных свободным флюидом (Рисунок 1.4б).

В прозрачных петрографических шлифах, прокрашенных красной смолой, хорошо видна ажурная микроструктура порового пространства рассматриваемых пород, в которой, несмотря на значительные эпигенетические преобразования можно узнать остатки спикул и гемул губок, радиолярии, вероятно, остатки трубчатых водорослей и т.п. (см. Рисунок 1.4д). При больших увеличениях видна микрокристаллическая структура кремнистых пород, состоящих из очень мелких кристаллов Кв, имеющих более или менее совершенную огранку (см. Рисунок 1.4в, г, е).

В микропустотах присутствуют агрегаты эпигенетических глинистых минералов – Кт (диккита), серицита (см. Рисунок 1.4г).

Кроме описанных выше двух литологических типов пород, в которых содержатся УВ залежи, в пределах рассматриваемого месторождения вскрыты также еще два типа пород, представляющих собой темно-серые, почти чёрные, карбонатно-кремнисто-глинистый и кремнисто-карбонатный литотипы. Эти типы пород, соответственно, можно назвать карбонатно-кремнистыми сланцами и кремнистыми известняками (КИ). Сланцы состоят из глинистых минералов (32-61 %), Кв (22-45 %) и карбонатов (5-36 %). Среди карбонатных минералов преобладают кальцит (Кц) (2.5-23.0 %) и Сид (0.5-15 %). Содержание органического вещества ($C_{орг}$) составляет 0.5-4.7 % [95].

КИ сложены преимущественно карбонатами (45-92 %) и кремнезёмом (3-43 %). Содержание глинистых минералов варьирует в пределах от 5 до 16 %. Среди карбонатов преобладает Кц – 45-88 %, доломита (Дл) заметно меньше – 1-12 %, а Сид присутствует в виде незначительной примеси – 0.3-1.6 %, содержание пирита (Пи) варьирует в пределах 0.2-6.3% (Рисунок 1.5). Содержание $C_{орг}$ в этом типе составляет 0.2-2.6 % [95]. Среди глинистых минералов в обоих рассмотренных типах пород преобладает Ил.

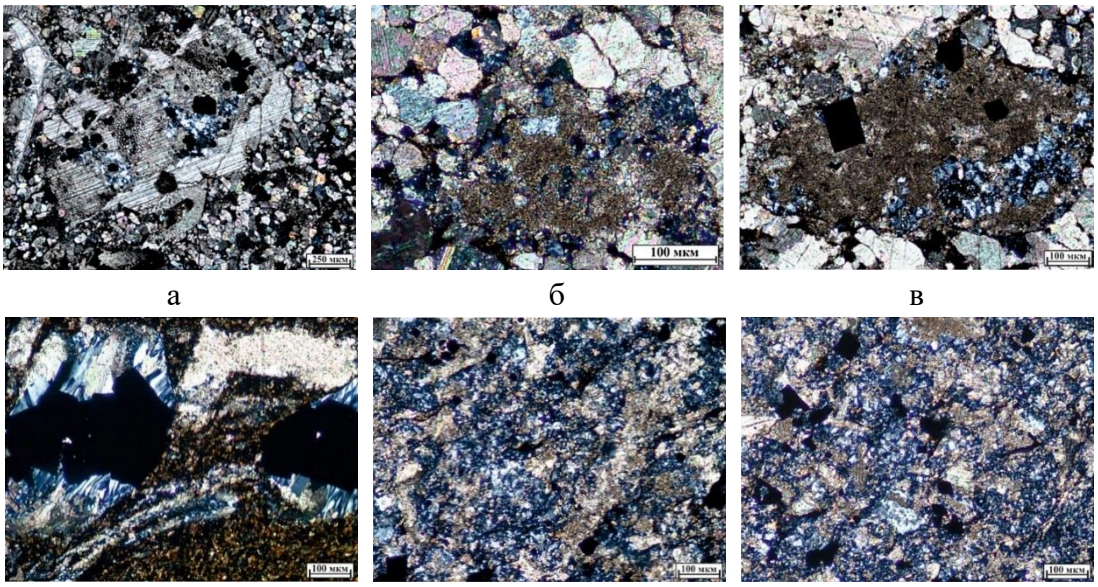


Рисунок 1.5 - Фотографии петрографических шлифов (с анализатором) образцов кремнистых известняков, отобранных из кровли ДК Северо-Варьеганского месторождения. Карбонаты – пестрые цвета с перламутровым оттенком; кремнезём – синие и/или голубые цвета разных оттенков (пояснения в тексте)

Кремнезем встречается либо в виде отдельных рассеянных в породе мелких зерен, часто расположенных между зернами (кристаллами) карбонатов, либо агрегатов, сконцентрированных в зернах микрокристаллических карбонатов, а также в обломках раковин морских организмов (см. Рисунок 1.5а-г). Широко развиты процессы коррозии кремнистого материала карбонатами (см. Рисунок 1.5). Часто встречается также «перьевидная» разновидность эпигенетического кремнезема, обрастающая кристаллы Пи (см. Рисунок 1.5г).

Поскольку биогенный кремнезем, входивший в состав разнообразных морских организмов, имевших кремнистый скелет, подвергался жесткому термобарическому

воздействию, то он превратился в мелкозернистую плохо раскристаллизовавшуюся массу, что особенно хорошо видно в образцах, в которых кремнезём явно преобладает над карбонатами (см. Рисунок 1.5д, е).

Черные неизменённые эпигенетическими процессами разновидности (КИ и карбонатно-кремнистые сланцы) характеризуются очень низкими ФЕС: их пористость обычно не превышает 3-4 %, а проницаемость – $0.05\text{-}0.07 \cdot 10^{-3}$ мкм^2 [95].

Как и в рассмотренном выше случае со сланцами, встреченными на Убинском месторождении, в разрезах кровельной части ДК, вскрытых продуктивными скважинами в пределах рассматриваемого месторождения, наблюдается мощная зона осветления, проникающая из фундамента в осадочный чехол нижнеюрских отложений (Рисунок 1.6). Мощность зоны осветления в базальных юрских осадках составляет около 8-10 м. Интересно, что граница между палеозойскими (C_1v) и нижнеюрскими (J_1) отложениями явилась своеобразным геохимическим барьером, на котором произошла «садка» ряда элементов (см. Рисунок 1.6). Так же, как и в рассмотренном выше случае (Убинское месторождение), отмечается калиевый метасоматоз (резкое увеличение калия в подошве юрских отложений, вызванный серицитизацией), отложение магния, марганца, железа (в форме Сид), серебра, меди (см. Рисунок 1.6).

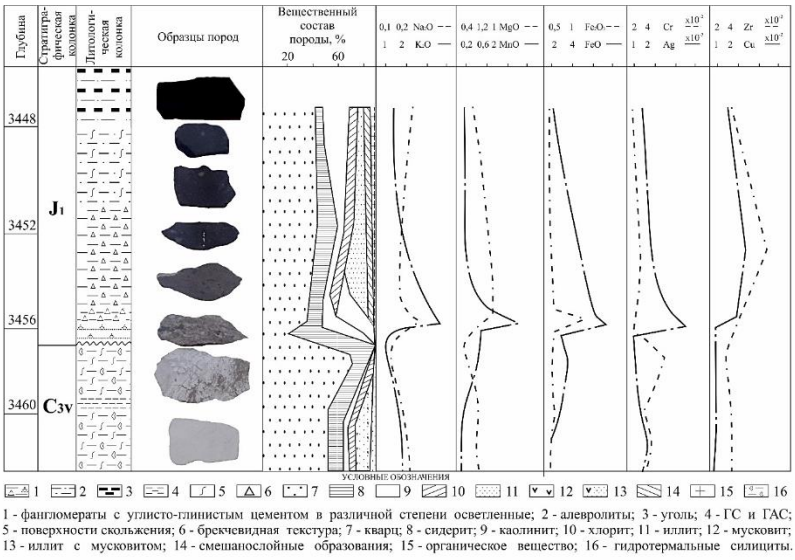
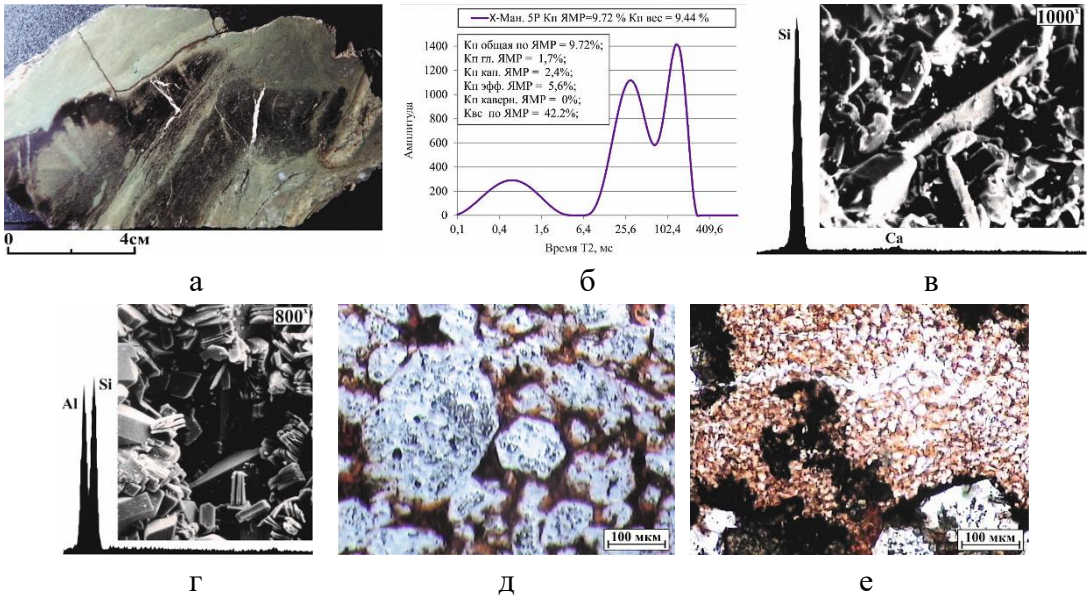


Рисунок 1.6 – Литолого-геохимический разрез по скважине 10-П Северо-Варьеганского месторождения

Просматривается явная параллель между исходными («черными») и интенсивно изменёнными (осветлёнными) породами. Действительно, можно предположить, что для кремнисто-глинистых осветлённых пород исходными были карбонатно-кремнистые сланцы, а для кремнистых – кремнистые известняки (КИ) [93; 95; 104; 111]. В результате, воздействия на исходные породы кислых гидротерм, возможно растворение карбонатных минералов, входивших в состав карбонатно-кремнистых сланцев и КИ, в результате чего и формировались осветлённые очень пористые вторичные коллекторы, представленные трещиноватыми кремнисто-глинистыми и кремнистыми типами [93; 95; 104; 111].

Залежь УВ, открытая в кровельной части ДК в пределах *Ханты-Мансийского* месторождения, присутствует в очень похожем на только что рассмотренный типе коллектора – ГС (Рисунок 1.7). Действительно, изучение этих пород с использованием РЭМ и прозрачных

петрографических шлифов, прокрашенных красной смолой, показало, что они сложены преимущественно микрокристаллическим Кв, а в порах и микрокавернах присутствуют многочисленные агрегаты эпигенетического Кт и/или диккита (Рисунок 1.7в-е). Благодаря высокому содержанию порового эпигенетического Кт на спектрах ЯМР выделяется значительная доля «глинистой пористости», а также капиллярно связанной воды (Рисунок 1.7б). Тем не менее, присутствует и пористость, занятая «свободным» флюидом.



а б в

г д е

Рисунок 1.7 – Фотографии образца, сложенного гидротермальным силицитом (светло-серое) и кремнистым сидеритолитом (тёмно-бурое) (а), спектр ЯМР гидротермального силицита (б), его снимки РЭМ (в, г) и фотографии прокрашенных красной смолой петрографических шлифов (д, е); рядом со снимками расположены элементные спектры кварца (в) и каолинита (г), полученные на этих снимках, скв. 5Р, Ханты-Мансийское месторождение

Из-за довольно высокого содержания в рассматриваемых породах каолинитового и/или диккитового, а также сидеритового цемента, их ёмкостные свойства невелики – пористость варьирует в пределах от 8-9 до 16-18 % [111].

В кровельной части ДК *Даниловского* и *Северо-Даниловского* месторождений притоки УВ получены из сильно изменённых вторичными тектоно-гидротермальными процессами трещиновато-кавернозных кислых эффузивов (Рисунок 1.8а, б). На снимках РЭМ и в прозрачных петрографических шлифах, прокрашенных смолой, хорошо видно, что вторичная ёмкость в рассматриваемых породах сформировалась за счет выщелачивания и перекристаллизации неустойчивых минералов и вулканического стекла, цементирующего фенокристы или порфировые выделения минералов, представленных чаще всего полевыми шпатами (Рисунок 1.8 в - е).

Именно по ним формируется вторичная пористость (см. Рисунок 1.8д, е). Причем за счет вулканического стекла образуются преимущественно глинистые минералы и мелкокристаллический Кв, поэтому поры между ними имеют чрезвычайно мелкие размеры, из-за чего они заполнены связанной водой. Напротив, за счёт фенокрист полевых шпатов формируются большие открытые поры (см. Рисунок 1.8д, е). В этих порах часто образуются эпигенетические кристаллы альбита (Рисунок 1.8в), Ил и ССО (Рисунок 1.8г).

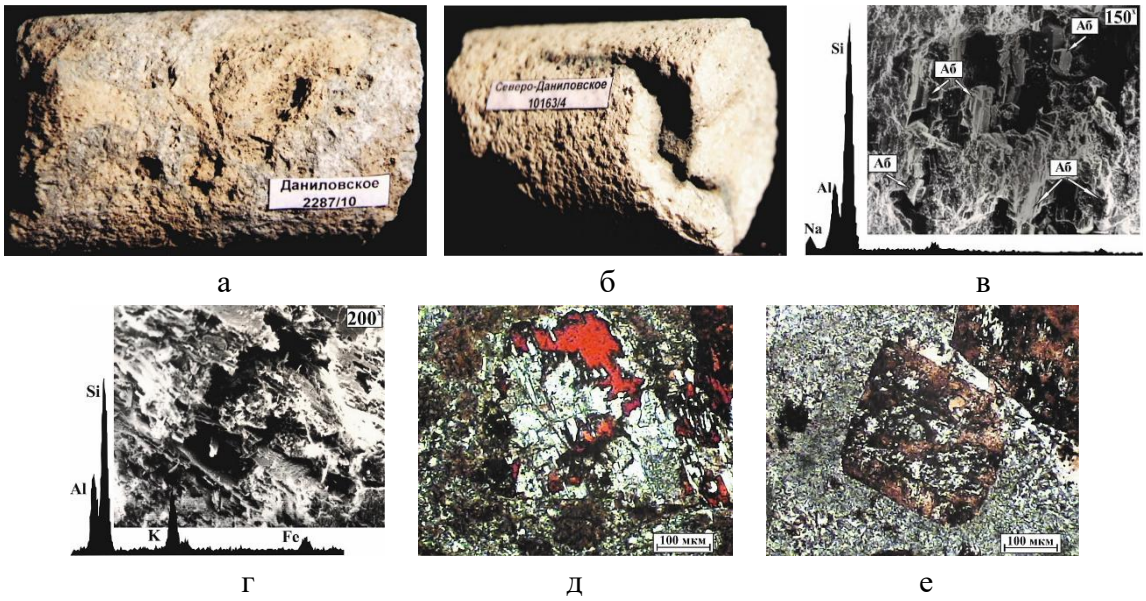


Рисунок 1.8 – Фотографии трещино-кавернозных образцов кислых эффузивов (а, б), снимки РЭМ (в, г) и фотографии петрографических шлифов, прокрашенных красной смолой (д, е), отобранные из скв. 2287 Даниловского (а, в, д) и скв. 10163 Северо-Даниловского (б, г, е) месторождений, рядом со снимками расположены элементные спектры, полученные с кристаллов альбита (в) и с площади снимка (г). Сокращение: Аб – альбит

Рассматриваемые эффузивы имеют низкопроницаемую матрицу, проницаемость которой обычно не превышает $0.5\text{-}0.7 \cdot 10^{-3}$ мкм^2 [96; 111; 238]. Лишь присутствие в них трещин обеспечивает повышенную проницаемость - до $100 \cdot 10^{-3}$ мкм^2 и даже более [96; 111; 238]. Пористость эффузивов зависит от степени их вторичного преобразования и изменяется от 1-2 % в «кайнотипных» разновидностях и до 30-35 % в интенсивно раздробленных и выщелоченных. Исходя из полученных данных, этот тип коллектора можно отнести к трещинно-порово-кавернозному [96; 111; 238].

Анализ вещественного состава пород, слагающих кровельную часть ДК, показал, что, несмотря на большое разнообразие их типов, залежи возникают во вполне определенных разновидностях, причем набор этих типов пород весьма ограничен.

Среди многочисленных типов магматических пород, слагающих кровельную часть ДК, залежи УВ встречены главным образом в кислых эффузивах, распространенных в пределах Северо-Даниловского и Даниловского месторождений Шаимского НГР (см. Рисунок 1.8).

Метаморфические породы занимают гораздо более значительную часть в составе кровельной части ДК Западно-Сибирской плиты, однако и в них залежи УВ приурочены к небольшому количеству литологических типов пород, относящихся в основном к карбонатным (в том числе КИ) и кремнистым (кварциты, кварцито-песчаники, различные типы кремнистых сланцев) типам пород (см. Рисунки 1.1-1.4, 1.6-1.8).

Приведенные выше факты убедительно свидетельствуют о том, что рассмотренные вторичные коллекторы, встреченные в кровельной части ДК, образуются вследствие тектонического дробления исходных пород и последующей их гидротермальной проработки, осуществляемой ГФ по сформировавшейся сети трещин [96; 111; 238]. Таким образом, помимо тектонической трещиноватости, большое значение на формирование вторичных коллекторов в ДК оказывают процессы растворения и гидролиза под действием кислых, кислородсодержащих ГФ (например, мощные зоны осветлённых пород) [96; 111; 238]. Но реакция гидролиза с различными минералами приводит не только к растворению и выносу растворённых

компонентов. В результате её протекания образуются новые минералы. Поэтому необходимо оценить, насколько изменится суммарный объём исходных и образовавшихся по ним в результате реакций гидролиза, минералов. Для этого рассмотрим реакции гидролиза основных породообразующих минералов [96; 111; 238]:

Анортит → Кт +0,5%Vисх., (1.1)

Альбит (ортоклаз) → Кт + кремнезём +53 или +9%Vисх., (1.2)

Пироксен → Кт + полуторн. гидроок. + кремнезём - 9% или - 14,5 %Vисх., (1.3)

Амфибол → смектит + Кт + полуторн. гидроок. - 26% или -38%Vисх., (1.4)

Амфибол → Хл + Кт + полуторн. гидроок. -22%Vисх., (1.5)

где Vисх. – объём исходного минерала, подвергшегося гидролизу. Знак «+» означает возникновение пустотности из-за того, что объём образующейся в результате гидролиза минеральной ассоциации меньше, чем объём исходного минерала. Знак «-» обозначает, что объём возникающей минеральной ассоциации, наоборот, превышает объём исходного минерала и в результате гидролиза происходит поглощение пустотного пространства. Первое значение пустотности от Vисх. относится к открытой системе (возможен вынос участвующих в реакции компонентов), а второе – к случаю закрытой системы (все компоненты сохраняются в системе «на месте»).

Из полученных уравнений следует, что гидролиз фемических минералов протекает со значительным поглощением пустотности (Уравнения 1.3-1.5), поэтому свободная ёмкость не образуется, а, наоборот, происходит «разбухание» результирующей минеральной ассоциации. Лишь при гидролизе анортита возникает небольшая пустотность (Уравнение 1.1). Приведённые расчёты позволяют понять, почему при гидролизе пород основного и ультраосновного составов невозможно возникновение вторичной пористости: во-первых, потому что в результате этого процесса идёт поглощение пустотности за счёт превышения объема возникающей минеральной ассоциации объема исходных минералов и, во-вторых, из-за низкой механической прочности, образующейся в результате гидролиза, породы, состоящей на 70-80 % из глинистых минералов [96; 111]. В этих породах возможно возникновение лишь трещинной вторичной емкости.

Поэтому в очень редких случаях в основных и/или даже ультраосновных породах возникают небольшие углеводородные залежи. В ряде случаев происходит их карбонатизация и/или образуются хрупкие, но дастаточно прочные вторичные минералы.

Гидролиз щелочных полевых шпатов, являющихся основными породообразующими минералами в породах кислого и в меньшей степени среднего состава, сопровождается возникновением значительной вторичной пористости, что мы видели выше на примере кислых эффузивов Даниловского и Северо-Даниловского месторождений. Таким образом, гидролиз пород кислого и среднего составов, состоящих, главным образом, из негидролизуемого Кв, щелочных полевых шпатов и кислых плагиоклазов с небольшим содержанием фемических минералов, приводит к формированию значительной вторичной ёмкости за счёт каолинитизации полевых шпатов (см. Уравнение 1.2). Каркас, состоящий из кварца и слабо гидролизуемых калиевых полевых шпатов, обладает достаточной механической прочностью, чтобы предотвратить уплотнение пород и в значительной степени сохранить возникающую в них вторичную ёмкость [96; 111; 238].

Глинистые сланцы и близкие к ним зелёные сланцы, филлиты, а также слюдистые сланцы, несмотря на слабую гидролизуемость, из-за высокого содержания в них глинистых и слюдистых минералов имеют низкую механическую прочность и не сохраняют вторичную ёмкость (в

результате тектонических напряжений в них возникают лишь поверхности и зеркала скольжения).

Кремнистые сланцы и метаморфизованные песчаники, входящие в состав ДК рассмотренных выше Убинского и Урьевского месторождений, также устойчивы к гидролизу. Благодаря достаточно высокой прочности и в то же самое время хрупкости, они легко дробятся, а возникающая вследствие их дробления вторичная трещиноватость в той или иной мере сохраняется. Кремнезём очень слабо растворим в кислых ГФ, поэтому он в отличие от большинства других минералов остается на месте, часто в виде хорошо ограненных кристаллов Кв, а вторичная пористость возникает именно за счет растворения других неустойчивых минеральных компонент и в первую очередь – карбонатов. Результатом этих процессов является образование кавернозно-трещиноватых коллекторов (см. Рисунки 1.1-1.3).

Высокоёмкие вторичные коллекторы тектоно-гидротермального происхождения образуются за счёт КИ (Северо-Варьёганское, Ханты-Мансийское и другие месторождения). В этом типе коллекторов помимо ёмкости трещин, образующихся вследствие тектонического дробления КИ, формируется значительная вторичная пористость за счёт практически полного растворения и выноса карбонатного материала. Остающийся кремнистый каркас ГС в большей или меньшей степени сохраняет возникшую вторичную ёмкость благодаря его достаточно высокой прочности (см. Рисунки 1.4, 1.7).

Таким образом, из всего многообразия пород, слагающих кровельную часть ДК Западно-Сибирской плиты (чисто карбонатные породы здесь не рассматриваются), для поисков УВ залежей во вторичных коллекторах, образующихся в них в результате тектоно-гидротермального воздействия, представляют интерес лишь следующие:

- изверженные породы кислого и в меньшей степени среднего составов;
- кремнистые сланцы и сланцы, содержащие в себе прослои метаморфизованных гранулярных осадков (от гравелитов до алевролитов);
- КИ, которые под действием тектонических и гидротермальных процессов превращаются в эпигенетичные коллекторы трещинно-порового, трещинно-кавернозного и трещинного, типов.

1.2. Гидротермальное моделирование формирования вторичных коллекторов в кремнистых известняках

1.2.1. Гидротермальное моделирование в системе H_2O-CO_2

В предыдущем разделе было показано, что одними из наиболее перспективных для поисков и разведки эпигенетических коллекторов с участием тектонического и гидротермального воздействия на них, в составе кровельной части ДК являются известняки, включая их кремнистые разновидности. КИ и образовавшиеся в них в результате их тектоно-гидротермального преобразования вторичные коллекторы (ГС по [95]) широко развиты в составе кровельной части ДК Западно-Сибирского бассейна [93; 95; 111] – на Талинском, Северо-Варьеганском, Варьеганском, Ханты-Мансийском, Южно-Демьянском, Туйском, Когитском, Восточно-Когитском, Западно-Останинском, Северо-Калиновом, Восточном и других месторождениях [95; 111]. Их возраст верхнедевонско-нижнекарбоновый [95; 111]. По высокой степени метаморфизма, рассеянного в них ОВ (как правило, от Т до А, за исключением периферийных районов), а также низкой пористости (в редких случаях до 2–4 %) можно

заключить, что они побывали на большой глубине и практически полностью реализовали свой нефтегенерационный потенциал, уплотнились и перешли в класс неколлекторов [95; 111]. Таким образом, существование первичной пористости в КИ невозможно и перспективы нефтегазоносности этих пород следует связывать лишь с вторичными коллекторами, которые возникают в них в результате тектонического дробления и воздействия ГФ, проникающих по этим зонам дробления из фундамента. Эти ГФ отделяются от магматических тел, поднимающихся из астеносферы, и включают в свой состав (мобилизуют) сначала поровые воды, содержащиеся в породах фундамента, а затем также и воды подошвенной части осадочного чехла [111].

В связи с этим несомненный интерес представляет моделирование процессов гидротермального воздействия на КИ и набор минералов, образующихся в результате такого воздействия [104; 123; 128]. Это позволило бы более детально разобраться в механизме образования в них вторичных коллекторов (ГС), а также попытаться восстановить состав гидротермальных растворов, их температуру и физико-химические свойства. С этой целью осуществлен комплекс экспериментов в системе H_2O-CO_2 с гидротермальными растворами, имевшими различную температуру, состав, окислительно-восстановительный потенциал и кислотно-щелочные условия. Продолжительность экспериментов изменялась от 7 до 20 суток.

Поскольку по результатам исследований вулканологов в составе гидротермальных флюидов вторыми по содержанию после воды являются углекислый газ и угольная кислота, образующаяся при растворении CO_2 в воде [9; 23; 73; 156; 158-160; 201; 213; 225; 250; 266], то основной объем опытов был выполнен с гидротермальными растворами с различной концентрацией CO_2.

Эксперименты выпонялись в Институте геологии и минералогии СО РАН им. В. С. Соболева под руководством д. г.-м. н., проф. Г. Ю. Шведенкова.

Эксперименты проводились в реакторах (автоклавах) объемом около 10 $см^3$, изготовленных из нержавеющей стали, давление в которых задавалось по коэффициенту заполнения исходя из его объема. Для этого, в свою очередь, использовались данные о фазовых равновесиях в системе H_2O–CO_2 и соотношения в ней между давлением, объемом и температурой [265].

В качестве исходных для экспериментов использовались образцы КИ из кровельной части ДК, вскрытого в пределах Северо-Варьеганского месторождения (см. Рисунок 1.5) [123; 128; 137]. В большинстве экспериментов в качестве буфера (для поддержания величины Eh около нейтральных значений) добавлялась пиритовая шихта. В процессе разгерметизации реакторов после опытов из всех выделялся газ.

Образцы после проведения экспериментов изучались и описывались под бинокуляром, а затем исследовались с использованием рентгеноструктурного анализа (РСА) и съемке на растровом электронном микроскопе (РЭМ). Последняя процедура имела целью определение изменения структуры порового пространства после гидротермальной обработки. Изменения минерального состава фиксировались главным образом на поверхности образца. Кроме того, также исследовалась часть образовавшихся в процессе эксперимента осадков.

Опыты объединялись в серии, которые, как правило, проводились при одной и той же температуре, но с различной концентрацией CO_2 в составе ГФ. Все опыты осуществлялись при одном и том же давлении (70 МПа.)

Образование вторичной пористости оценивалось лишь на качественном уровне, поскольку она формировалась преимущественно в приповерхностной части образца, так как

система образец-ГФ была закрытой, и процесс растворения образца флюидом прекращался по мере его насыщения растворяемыми минеральными компонентами.

В составе КИ кроме карбонатов и кремнезема, являющихся главными породообразующими компонентами, присутствуют также и глинистые минералы, представленные преимущественно иллитом (Ил) с небольшой примесью Кт и Хл, суммарное содержание которых составляет около 10%. Кроме Кц в КИ присутствует Дл (в среднем 8 %) и Пи (около 5 %). Отмечена незначительная примесь обломков полевых шпатов (около 1,5 %), Сид (1,2 %) и ОВ (около 1,4 %) [95; 111; 123].

Это породы темно-серого цвета, обладающие преимущественно массивной текстурой, иногда трещиноватые с трещинами, заполненными эпигенетическим Кц белого цвета. Содержание кремнезема (Кв) и карбонатов (Кц и Дл) изменяется в широких пределах (см. Рисунок 1.5).

В результате гидротермального воздействия на КИ образуются ГС. Использовано название силициты, а не кварциты, чтобы подчеркнуть биогенную природу исходного кремнезема [68]. Они представляют собой светло-серые, иногда почти белые, породы с бурыми участками, сложенными гидротермальным Сид (Рисунки 1.4а, 1.7а). Состоят они практически из одного мелкокристаллического Кв (см. Рисунки 1.4в-е, 1.7в-е) и обладают высокой пористостью – до 25–30 % (см. Рисунки 1.4б-е, 1.7б-е). Их мощность составляет от 50-60 м (Ханты-Мансийское месторождение) до 100–150 м (Северо-Варьеганское месторождение).

Так как нет прямых определений температур и составов ГФ, воздействовавших на КИ в составе ДК Западной Сибири, эксперименты проводились исходя из самых общих представлений о возможных термодинамических свойствах ГФ с широкими вариациями температур и соотношений H_2O–CO_2 [16; 23; 43; 156; 158; 160; 201; 213; 250].

Фигуративные точки, соответствующие проведенным экспериментам, расположены на диаграмме, имеющей в качестве осей значения температуры и молярной концентрации CO_2 (Рисунок 1.9).

Изменения в минеральном составе КИ в результате гидротермального воздействия на них приведены в Таблице 1.1. Для минеральных фаз, изначально входивших в состав КИ, а затем выделявшихся также и из ГФ в виде новообразованных кристаллов, в таблице выделено по два столбца: исходный (Исх) и гидротермальный (Гт) соответственно.

Начнем рассмотрение полученных результатов с экспериментов, в которых флюид имел чисто водный состав, то есть мольная доля CO_2 (χ_{CO2}) была равна 0.

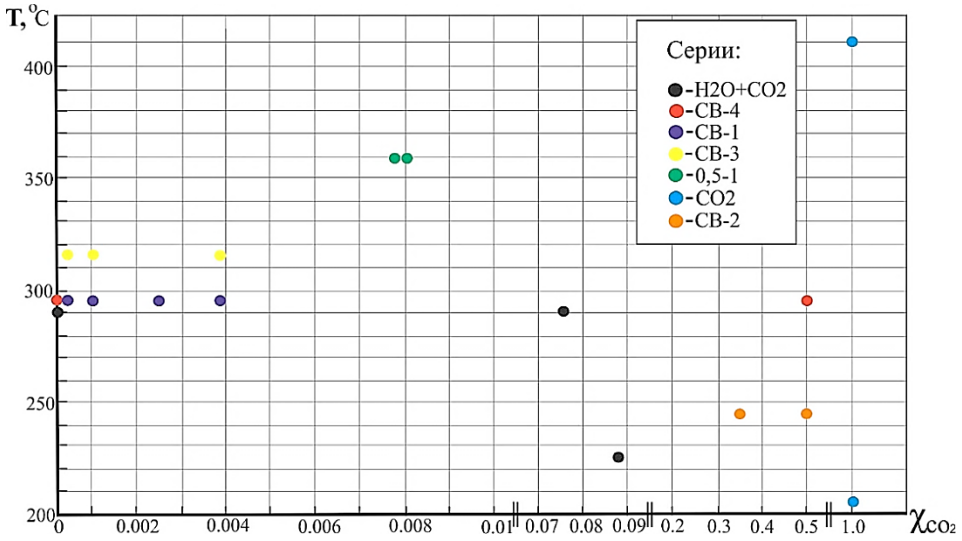


Рисунок 1.9 – Диаграмма мольная доля CO_2-температура с нанесенными на нее фигуративными точками, соответствующими сериями проведенных экспериментов в системе H_2O-CO_2, Р = 70Мпа

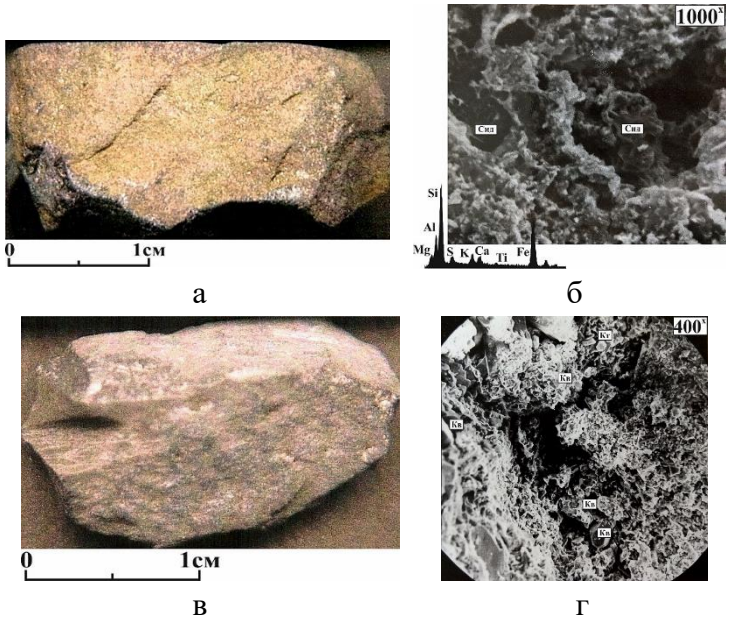
Серии H_2O–CO_2 и СВ-4. Первые два эксперимента проводились с КИ при температурах 290 и 295 ºС (см. Рисунок. 1.9, Таблицу 1.1). После их завершения отмечалось слабое осветление поверхности образцов, на ней возникли многочисленные мелкие вторичные поры, размеры которых изменяются в широких пределах – от 1–5 до 50–100 мкм (Рисунок 1.10а, б). Судя по элементным спектрам, полученным с поверхности образца, она сложена главным образом исходными минералами – Кв и Ил, доля Кц заметно уменьшилась (см. Рисунок 1.10б).

При большом увеличении видно, что новообразованный Сид присутствует на поверхности образца в виде мелких кристаллов (см. Рисунок 1.10б). По данным РСА можно заключить, что воздействие ГФ на поверхность КИ привело к незначительному ее окремнению, увеличению доли Ил, полному исчезновению Дл и появлению новых минеральных фаз гидротермального происхождения: Сид, ангидрит (Анг) и миллерит (NiS). Таким образом, чисто водный ГФ вызывает полное растворение Дл, частичное – Кц, разлагается Пи, за счет которого образуются Сид и Анг.

Следующие эксперименты проводились с участием CO_2, но его мольная доля в ГФ в этих экспериментах не превышала 0,1.

Серия СВ-1. Температура составляла 295 ºС, χ_{CO2} в ГФ изменялась от 0,0002 до 0,0038 (см. Рисунок 1.9, Таблицу 1.1).

Во всех экспериментах наблюдались примерно одни и те же изменения, а именно: слабое осветление и выщелачивание с образованием многочисленных мелких пор на их поверхности (см. Рисунок 1.10в, г). В результате преимущественного растворения карбонатов, и в первую очередь Дл, происходит окремнение поверхности образцов. Наблюдается также выщелачивание зерен Пи, образуются многочисленные микропоры, размеры которых изменяются от 3–5 до 50–100 мкм (Рисунок 1.10г).Следует обратить внимание, что на одном из участков поверхности КИ в образовавшихся микрокавернах отмечается присутствие мелких (5–25 мкм) кристаллов гидротермального Кв и агрегатов плохо ограненных кристаллов Кт (см. Рисунок 1.10г).



а б

в г

Рисунок 1.10 – Фотографии КИ (а, в) и снимки РЭМ их поверхности (б, г) после воздействия на них ГФ, имевших T = 295°C и χ_{CO2} = 0,0038 (в, г, серия СВ-1)
а – внешний вид образца после эксперимента; б – выщелоченная микропористая и окремнённая его поверхность с кристаллами гидротермального Сид; в – внешний вид образца после эксперимента; г – увеличительный фрагмент микрокаверны, в которой отмечаются новообразованные минералы гидротермального происхождения: кристаллы Кв и Кт (здесь и далее под снимками приведены элементные спектры, полученные с их площади, если нет иных пояснений)

Серия СВ-3. Значение χ_{CO2} изменялось в тех же пределах, что и в предыдущих опытах (от 0,0002 до 0,0038), а температура составляла 315 ºС (см. Рисунок 1.9, Таблицу 1.1).

Образцы КИ претерпели слабое осветление, окремнение и выщелачивание. С их поверхности исчезли Дл и Пи, появились тонкие небольшие по размерам пленки и мелкие хлопьевидные агрегаты аморфного кремнезема (Ам.кр) (см. Рисунок 1.11а, б). Отмечается растворение и переотложение Кц в форме мелких хорошо ограненных кристаллов размером 3,5–50,0 мкм (см. Рисунок 1.11б).

Таким образом, из образцов в большей или меньшей степени выносятся почти все породообразующие минералы (Дл, Кц, кремнезем, Пи), которые после насыщения ГФ растворенными компонентами выделяются из него или в форме кристаллов (Кц, Сид, Анг, пирротин (Пир), самородная сера (S^o), миллерит), или в виде аморфных образований (кремнезем). В результате растворения неустойчивых минералов формируется вторичная пористость.

Серия 0.5-1. Рассмотрим результаты двух гидротермальных экспериментов с низкой концентрацией CO_2 в составе ГФ, но высокой температурой (360 ºС), χ_{CO2} в первом эксперименте 0,0080, во втором – 0,0079 (см. Рисунок 1.9, Таблицу 1.1).

После завершения первого эксперимента поверхность образца носила следы интенсивного выщелачивания и заметного осветления, отмечалось отложение пленочек и корочек светло-серого, реже светло-буроватого цвета (см. Рисунок 1.11в). Встречаются также мелкие прозрачные кристаллы гидротермального Кц (см. Рисунок 1.11г).

На интенсивно выщелоченной поверхности образца отмечаются рыхлые микропористые агрегаты новообразованных минеральных фаз, представленных главным образом микрочешуйчатым Mg-Fe Хл с примесью Анг (см. Рисунок 1.11г). Хл является более поздней фазой, отлагавшейся из ГФ на многочисленных мелких кристаллах гидротермального Кц (см. Рисунок 1.11г).

Таким образом, наблюдается интенсивное растворение минералов, входящих в состав образца, в результате чего в нем образуется вторичная пористость. На его поверхности отлагаются новообразованные минеральные фазы: Кц, Mg-Fe Хл, хлопьевидные тонкие пленки – Ам.кр.

В составе ГФ во втором эксперименте χ_{CO2} составляла 0,0079 (см. Рисунок 1.9, Таблицу 1.1).

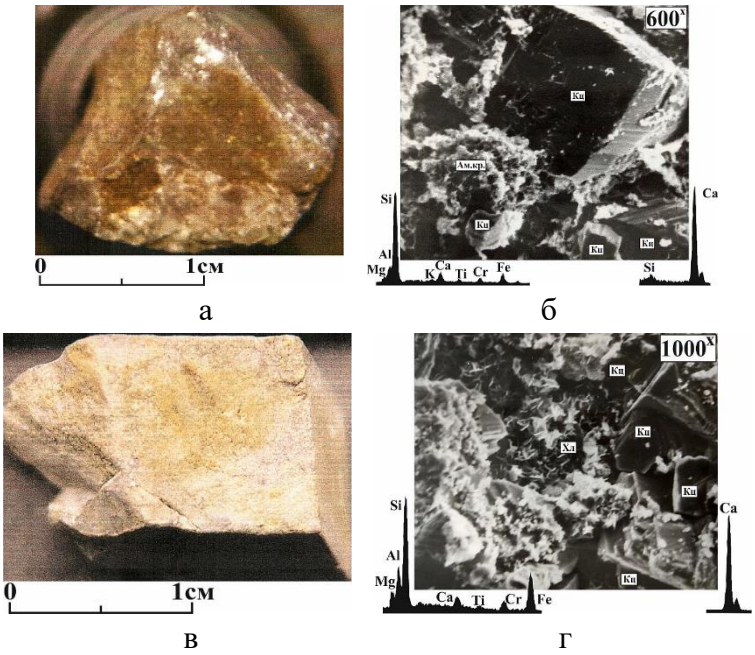


Рисунок 1.11 – Фотографии образцов КИ (а, в) и снимки РЭМ их поверхности (б, г), после воздействия на них ГФ, имевших Т = 315°С и χ_{CO2} = 0,0038 (а, б, серия СВ-3) и Т = 360°С и χ_{CO2} = 0,0080 (в, г, серия 0.5-1)

а – внешний вид образца после эксперимента; б – участок его поверхности с кристаллами гидротермального Кц (элементарный спектр справа) и агрегатами Ам.кр (элементный спектр слева); в – внешний вид образца после эксперимента; г – увеличенный фрагмент поверхности с кристаллами гидротермального Кц (элементный спектр справа), мелкими чешуйчатыми новообразованиями Mg-Fe Хл (элементный спектр слева)

Ровная и довольно гладкая поверхность исходного образца после эксперимента приобрела микропористую текстуру за счет образования на ней микрополостей с широким диапазоном размеров – от 2 до 50 мкм (Рисунок 1.12а, б).

Судя по элементным спектрам, полученным с поверхности образца, можно заключить, что она сложена преимущественно Кв, Ил и гидротермальным Mg-Fe Хл с примесью Анг (см. Рисунок 1.12б). Мелкие блестящие кристаллы на поверхности образца – это гидротермальные Кц и S^o.

Сопоставление минерального состава образца КИ до и после опыта по данным РСА показало, что с его приповерхностной части полностью выщелочен Дл, в значительной степени Кц, в меньшей Кв, почти полностью исчез Пи, уменьшилось содержание Кт, а доля Ил немного возросла, появились гидротермальные Хл, Кц, Анг и S^o (см. Таблицу 1.1).

Таблица 1.1 – Результаты анализа изменений минерального состава образцов кремнистого известняка после воздействия на него гидротермального флюида, имевшего различную температуру и соотношение H_2O-CO_2

Серия	T, °C	χ_{CO2}	Кц		Дл	Сид		Анк	Ил	Кт		Хл		Кв		Ам.кр	Пи	Пир	S°	Анг	Другие фазы гидротермального происхождения
			Исх	Гт		Исх	Гт			Исх	Гт	Исх	Гт	Исх	Гт						
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
H_2O+CO_2	290	0	<	+	<0	=	н/д	0	>	=	0	=	0	>	0	+	<	н/д	н/д	+	н/д
СВ-4	295	0	<	н/д	<0	=	+	н/д	>	=	0	<0	0	>	0	+	<	н/д	н/д	+	Миллерит
СВ-1	295	0.0002-0.0038	<	+	<0	=	н/д	н/д	>	=	+	=	0	>	+	+	<	+	+	+	Миллерит
СВ-3	315	0.0002-0.0038	<	+	<0	=	+	+	>	=	н/д	<0	0	>	0	+	<0	+	+	+	Миллерит
СВ 0.5-1	360	0.008	<	+	<0	<0	0	0	>	<0	0	=	+	>	0	+	<	+	н/д	+	Халькозин
СВ 0.5-1	360	0.0079	<	+	<0	<0	0	0	>	<	0	=	+	>	0	+	<	+	+	+	н/д
H_2O+CO_2	235	0.089	<	н/д	<0	=	+	+	>	=	0	<0	0	>	0	+	<	н/д	н/д	н/д	н/д
H_2O+CO_2	290	0.075	<	н/д	<0	=	+	+	-	=	0	<0	0	>	0	н/д	<	н/д	н/д	н/д	н/д
СВ-2	245	0.5	<	+	<0	=	н/д	н/д	-	=	н/д	н/д	0	>	0	н/д	<	н/д	н/д	+	н/д
СВ-2	245	0.34	<	+	<0	=	н/д	+	>	=	н/д	<0	0	>	+	+	<0	н/д	+	н/д	н/д
СВ-4	295	0.5	<	н/д	<0	=	+	н/д	>	=	0	<0	0	>	н/д	+	<0	+	+	+	Миллерит
CO_2	410	1.0	=	н/д	н/д	=	+	0	=	=	0	н/д	0	=	0	+	<0	н/д	н/д	0	Миллерит, халькозин, тенарит, куприт
CO_2	215	1.0	=	+	<	=	+	0	=	=	0	н/д	0	=	+	+	<	н/д	н/д	0	Миллерит

Примечания: Исх – исходная минеральная фаза, входящая в состав КИ; Гт – новообразованная минеральная фаза гидротермального происхождения; < - уменьшение относительного содержания минеральной фазы; <0 – полное исчезновение минеральной фазы; > - увеличение относительного содержания минеральной фазы; + - появление новой минеральной фазы гидротермального происхождения; 0 –отсутствие или исчезновение минеральной фазы; = - сохранение первоначальной минеральной фазы; н/д – нет данных.

Серия H_2O + CO_2. Опыты проводились с небольшой концентрацией CO_2 в составе ГФ (χ_{CO2} от 0,075 до 0,089). Температура в одних экспериментах составляла 235 ºС, в других – 290 ºС (см. Рисунок 1.9, Таблицу 1.1).

После завершения более низкотемпературного эксперимента (χ_{CO2} = 0,089) поверхность образца носила следы довольно интенсивного выщелачивания и слегка осветлилась (см. Рисунок 1.12в).

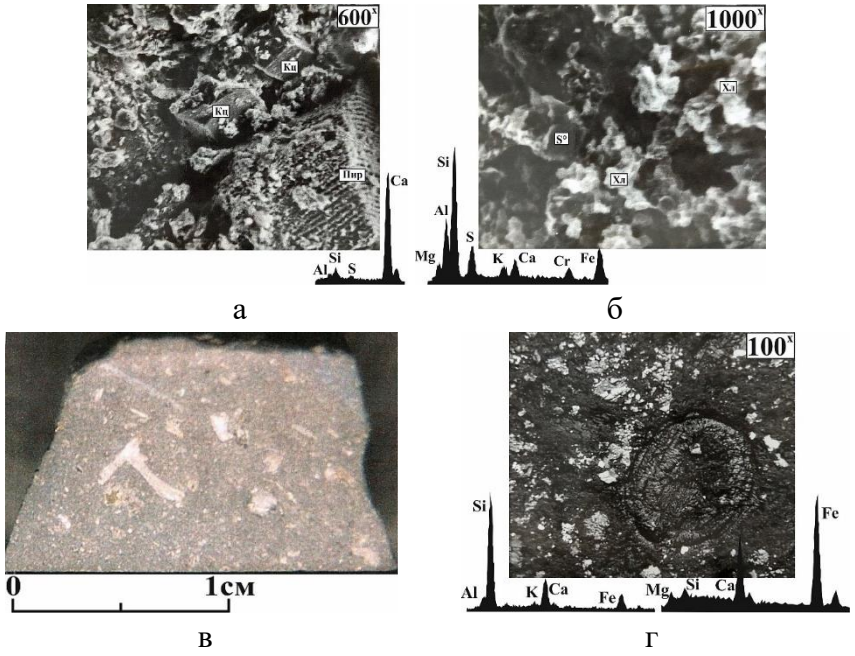


Рисунок 1.12 – Снимки РЭМ поверхности образцов КИ (а, б, г) и внешнего вида образца (в) после воздействия на них ГФ, имевших т = 360°С и χ_{CO2} = 0,0079 (а, б, серия 0.5-1) и Т = 235°С и χ_{CO2} = 0,089 (в, г, серия H_2O-CO_2)
а – послойно выщелоченное зерно Пи, превратившееся в Пир и кристаллы гидротермального Кц, элементный спектр которых приведён под снимком; б – увеличенный фрагмент поверхности образца с глинистыми минералами, представленными Ил, Хл с примесью S°; в – внешний вид образца после эксперимента; г – участок, снятый в режиме КОМПО, на котором хорошо видны следующие минеральные фазы, отличающиеся оттенками от белого до темно-серого цвета: почти белый – Пи, светло-серый - Анк, развивающийся по пириту (элементный спектр справа), серый – Кц и темно-серый – Кв

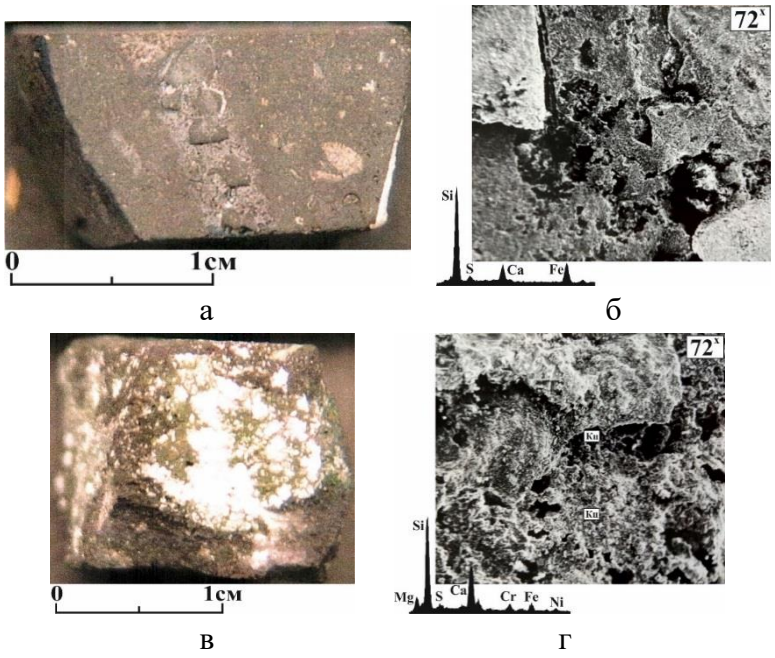
На снимке участка, снятого в режиме КОМПО, хорошо видно, что поверхность образца имеет неоднородный состав: самые светлые (почти белые) мелкие зерна – это сохранившийся Пи, светло-серые – образовавшийся по Пи анкерит (Анк) и/или Сид с изоморфной примесью кальция, серые – Кц и основная масса темно-серого цвета – кремнезем (см. Рисунок 1.12г).

Таким образом, анализ полученных в рассматриваемом эксперименте результатов, показал, что под действием ГФ с невысокой концентрацией CO_2 КИ интенсивно растворяется, происходит вынос карбонатного материала, вследствие чего его поверхность окремняется. Пи также неустойчив в этих условиях и подвергается растворению ГФ с последующим его замещением железистыми карбонатами.

После завершения более высокотемпературного (290ºС) эксперимента (χ_{CO2} = 0,075) поверхность КИ носила следы интенсивного выщелачивания и слабого осветления, кроме того, на одной из его сторон произошло «вспучивание» нескольких зерен, первоначально представленных Пи, которые после опыта оказались приподнятыми над первоначально ровной

поверхностью образца (Рисунок 1.13а, б). Выщелоченная ГФ поверхность образца приобрела микропористую структуру с многочисленными порами, размеры которых изменяются от 13-50 до 140-350 мкм (Рисунок 1.13б). Анализ приподнятых участков показал, что они сложены микрозернистыми Сид и Анк, заместившими (метасоматоз) исходный Пи (см. Рисунок 1.13а, б).

Таким образом, в обоих опытах наблюдаются примерно одни и те же изменения в результате воздействия на КИ ГФ с невысокой концентрацией CO_2, а именно: полное растворение с его поверхности Дл, частичное – Кц, в результате чего происходит ее окремнение. Пи также становится неустойчивым в этих условиях и постепенно замещается микрозернистыми железистыми карбонатами.



а б в г

Рисунок 1.13 – Фотографии образцов КИ (а, в) и снимки РЭМ их поверхности (б, г) после воздействия на них ГФ, имевших Т = 290°С и χ_{CO2} = 0,075 (а, б, серия H_2O-CO_2) и Т = 245°С, χ_{CO2} = 0,5 (в, г, серия СВ-2)

а – внешний вид образца после эксперимента; б – выщелоченная микропористая и окремненная его поверхность с вспученными псевдоморфозами по Пи, замещенному железосодержащими карбонатами; в – внешний вид образца после эксперимента; г – микропустоты на его выщелоченной и окремненной поверхности с многочисленными мелкими кристаллами гидротермального магнезиального Кц

Серия СВ-2. Эта серия отличается от предыдущих, высокими значениями χ_{CO2} (от 0,21 до 0,5). Опыты проводились при Т = 245 ºС (см. Рисунок 1.9, Таблицу1.1).

После завершения первого эксперимента с χ_{CO2} = 0,5 наблюдалось интенсивное выщелачивание и слабое осветление поверхности образца. Отмечались новообразованные фазы белого (слабо магнезиальный Кц) и темно-зеленого (соединения никеля и хрома) цвета (см. Рисунок 1.13 в). Новообразованный слабо магнезиальный Кц присутствует на окремненной поверхности образца в виде многочисленных мелких (3–6 мкм) белых кристаллов (см. Рисунок 1.13в, г).

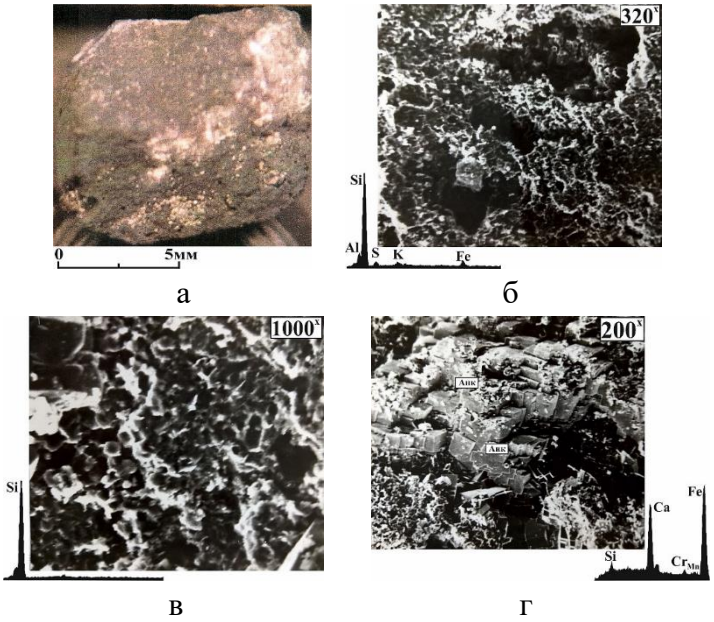
Анализ минерального состава поверхности образца до и после опыта свидетельствует о том, что с его поверхности ГФ выщелочены Пи, Дл, частично Кц и в меньшей степени кремнезем, а образовались магнезиальный Кц с небольшой примесью Анг, а также соединения никеля и

хрома. Преимущественное выщелачивание карбонатов привело к окремнению поверхности образца и образованию многочисленных пор.

Следующий эксперимент осуществлялся с χ_{CO2} = 0,34.

Цвет образца после опыта слабо изменился, однако его поверхность носила следы интенсивного выщелачивания (Рисунок 1.14а, б). В результате воздействия ГФ на образец КИ в нем образовалось большое количество пор (см. Рисунок 1.14б, г).

Интересно, что в отличие от предыдущих экспериментов исходный биогенный кремнезем перекристаллизовался в очень плохо ограненные мелкие кристаллы Кв размером 1-5 мкм (см. Рисунок 1.14в). Образовались также отдельные кристаллы и микродрузы Анк (см. Рисунок 1.14г). Мелкокристаллические агрегаты кристаллов новообразованного Анк часто расположены вблизи или внутри микрокаверн, возникших за счет разложения присутствовавших в образце до эксперимента зерен Пи. То есть Анк образовался за счет исходного Пи.



а б в г

Рисунок 1.14 – Фотография КИ (а) и снимки РЭМ его поверхности (б-г) после воздействия на него ГФ, имевшего Т = 245°С и χ_{CO2} = 0,34 (серия СВ-2)

а – внешний вид образца после эксперимента; б – фрагмент с вторичными порами; в – еще более увеличенный участок его поверхности с многочисленными мелкими плохо ограненными кристаллами Кв; г – агрегаты мелкокристаллического гидротермального Анк и его элементный спектр

Таким образом, в эксперименте с высоким содержанием CO_2 в составе ГФ произошло интенсивное растворение Кц и Дл, вследствие чего в нем сформировалась значительная по величине вторичная пористость и отмечается окремнение его поверхности.

Рассмотрим результаты гидротермального воздействия на образец КИ из серии СВ-4 (χ_{CO2} = 0.5, Т = 295 ºС (см. Рисунок 1.9, Таблицу 1.1).

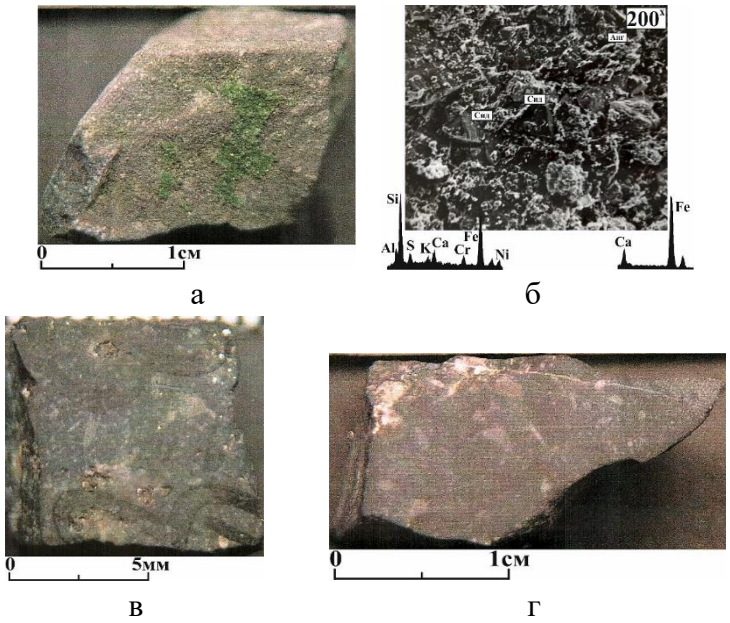
После эксперимента наблюдалось осветление образца, разрыхление его поверхности, образование на нем тонких корочек вторичных минеральных фаз белого и светло-зеленого цвета, а также редких мелких желтых кристаллов (Рисунок 1.15а, б).

Отмечаются также новообразованные фазы, судя по элементному спектру, полученному с площади снимка, представленные Анг, Сид и соединениями никеля и хрома (см. Рисунок 1.15б).

Результаты РСА свидетельствуют о том, что воздействие ГФ на поверхность КИ вызывает ее окремнение, исчезновение Пи и, напротив, появление кальцийсодержащего Сид, Анг, а также окислов никеля и хрома.

Серия CO_2. Проанализируем результаты экспериментов, проведенных с флюидом, состоящим только из CO_2 (χ_{CO2} = 1,0, T = 215 и 410 ºC (см. Рисунок 1.9, Таблицу 1.1).

Рассмотрим результаты высокотемпературного опыта. После его завершения поверхность образца КИ носила следы слабого выщелачивания, а цвет практически не изменился (см. Рисунок 1.15в). Следует обратить внимание на то, что наиболее интенсивному выщелачиванию подверглись участки образца, сложенные Пи. Наблюдается интенсивное разложение Пи, входящего в его состав, и образование вторичных пустот за счет его растворения. Кроме того, первоначально массивный Пи превращается в серую землистую массу, сложенную кальцийсодержащим Сид. Над ними отмечаются вздутия, вследствие чего минеральная масса, покрывающая эти пиритовые зерна, поднимается над поверхностью образца, как в ранее рассмотренных экспериментах (см. Рисунок 1.13а, б).



а б в г

Рисунок 1.15 – Фотографии образцов КИ (а, в, г) и снимок РЭМ поверхности (б) после воздействия на них ГФ, имевших T = 295°C и χ_{CO2} = 0,5 (а, б, серия СВ-4) и T = 410°C (в), 215°C (г) и χ_{CO2} = 1,0 (в, г, серия CO_2)

а – внешний вид образца после эксперимента; б – его выщелоченная микропористая и окремненная поверхность, на которой отложился гидротермальный кальцийсодержащий Сид в виде поликристаллических агрегатов и рассеянных мелких кристаллов (элементный спектр справа); в, г – внешний вид образцов после эксперимента

По данным РСА сравнение с исходным составом поверхностной части образца после эксперимента показало, что Пи полностью исчез, концентрация Кц и Кв почти не изменилась.

Очень важно отметить, что в составе осадка встречены: окись и закись меди, а также в небольшом количестве сульфиды меди и никеля.

После завершения более низкотемпературного эксперимента поверхность образца носила следы очень слабого выщелачивания, а первоначальный цвет образца слабо изменился (см. Рисунок 1.15г). По данным РСА на поверхности образца соотношение Кв и Кц сохранилось.

Отмечается небольшое снижение доли Пи и резкое уменьшение содержания Дл. Кроме того, фиксируется присутствие Ам. кр.

По данным РСА в составе осадка, поднятого со дна автоклава после опыта, присутствуют Кц, Кв, миллерит, небольшое количество Сид, а также примесь Ам. кр.

Таким образом, несмотря на отсутствие в составе флюида воды, CO_2, будучи полярным соединением, растворяет породообразующие минералы и осуществляет транспортировку слагающих их элементов с образованием новых фаз: Сид, сульфидов меди и никеля, Ам. кр, а в высокотемпературном эксперименте еще и куприта и тенорита. Неустойчивы в этих условиях Пи и Дл, которые разлагаются в большей (при 410 ºС) или меньшей (при 215 ºС) степени.

После завершения одного из экспериментов был исследован состав газовой фазы с использованием детектора по теплопроводности (Рисунок 1.16).

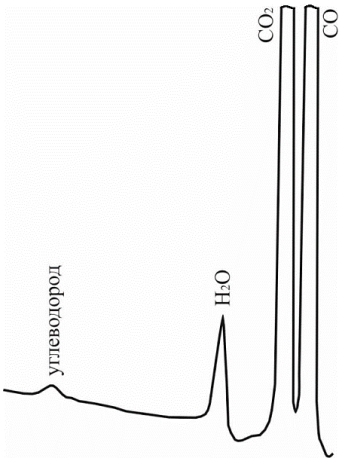


Рисунок 1.16 – Хроматограмма газовой фазы (детектор по теплопроводности), полученная после завершения эксперимента по воздействию на образец кремнистого известняка ГФ, имевшего T = 275°C и χ_{CO2} = 0,15

Результаты исследований показали, что в её составе наряду с водой и углекислым газом присутствует большое количество окиси углерода. Иными словами, углекислый газ при высоких температурах (по крайней мере, 275 ºС и выше) ***проявляет себя как окислитель***, о чем более подробно будет сказано позднее в следующих подразделах.

С целью уточнения солевого состава ГФ, а также их pH и Eh, проведены дополнительные исследования, результаты которых будут рассмотрены в следующих подразделах.

1.2.2. Гидротермальное моделирование в системе H_2O-CO_2-Соли

В этой серии опытов (в отличии от предыдущих опытов) в составе ГФ присутствовало большое количество солей (хлоридов натрия и кальция). Величина минерализации ГФ составляла 39.9 г/л (36.8 г/л NaCl и 3.1 г/л $CaCl_2$). Кроме того, в составе ГФ присутствовало 0.48 г/л CO_2. Эксперименты проводились при температуре равной 400ºС в течение 10 суток (Таблица 1.2). Шихта пирита не добавлялась. Во всех опытах после вскрытия автоклава наблюдалось вскипание раствора и выделение газа.

Анализ результатов первого эксперимента показал, что после опыта отмечалось осветление и следы выщелачивания поверхности образца КИ. Кроме того, на его поверхности образовались микрокристаллические агрегаты новых минеральных фаз гидротермального происхождения.

Сравнение результатов анализа РСА образца до и после эксперимента продемонстрировало, что содержание Кц, Кв и Ил, присутствующих на его поверхности,

уменьшилось, зато появился кислый плагиоклаз и, вероятно, Анк. Из новообразованных минералов можно отметить также кальциевый силикат типа волластонита (Рисунок 1.17а) и натриево-кальциевый карбонат ($Na_2Ca(CO_3)_2$).

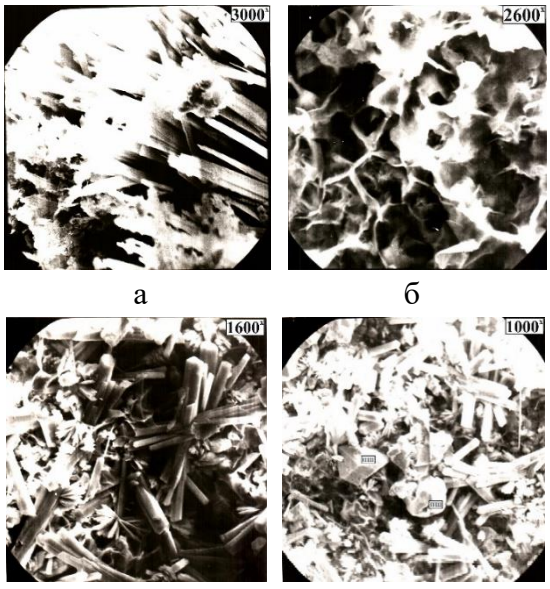


Рисунок 1.17 – Снимки РЭМ поверхности образцов КИ (а-г) после воздействия на них ГФ, имевшего температуру 400 °С и содержавшего в своем составе 36.8 г\л NaCl и 3.1 г/л $CaCl_2$, а также 0.48 г/л CO_2

а – кристаллы гидротермального волластонита; б – пленки кальциево-натровых карбонатов; в – многочисленные агрегаты кристаллов цеолитов; г – кристаллы гидротермальных минералов, представленных кислыми плагиоклазами (ПШ) и цеолитами

В составе осадка преобладают окислы меди и никеля (куприт, тенорит и бунзенит).

После завершения следующего опыта отмечалось небольшое осветление и растворение поверхности исходного образца. На его поверхности образовались микрокристаллические агрегаты новообразованных минеральных фаз гидротермального происхождения.

Сравнение результатов анализа РСА образца до и после эксперимента показало, что доля Кв на его поверхности немного увеличилась, а Кц, напротив, уменьшилась. С поверхности образца исчезли Дл, Ил и Пи. Из новообразованных минералов можно отметить цеолиты и натриево-кальциевый карбонат (см. Рисунок 1.17б, в).

В составе осадка отмечается большое количество новых минеральных фаз, из которых удалось диагностировать двуокись меди (куприт), цеолиты и упомянутые выше кальциево-натровые карбонаты (см. Таблицу 1.2).

После завершения следующего опыта также наблюдалось осветление и выщелачивание поверхности образца, а на его поверхности образовались микрокристаллические агрегаты новых минеральных фаз гидротермального происхождения (см. Таблицу 1.2).

Таблица 1.2 – Результаты анализа изменений минерального состава образцов кремнистого известняка (КИ) после воздействия на него гидротермального флюида, характеризовавшегося температурой 400°С, концентрацией CO_2, равную 0.48 г/л и минерализацией 39.9 г/л

Кц		Дл	Сид		Анк	Ил	Кт		Хл		Кв		Ам.кр	Пи	S°	Анг	Другие минералы гидротермального происхождения
Исх	Гт		Исх	Гт			Исх	Гт	Исх	Гт	Исх	Гт					
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
н/д	0	0	н/д	0	+	0	0	0	н/д	0	<	0	н/д	<	0	0	Волластонит, цеолиты, Na-Ca карбонаты, ПШ Осадок: Cu_2O, CuO, NiO
<	0	0	н/д	0	+	<	0	0	н/д	0	>	0	н/д	<	0	0	Цеолиты, ПШ Осадок: Cu_2O, CuO, NiO
<	0	0	0	0	+	<	0	н/д	0	0	<	0	+	<	0	0	Цеолиты, ПШ, Cu_2O,CuO,NiO
<*	0	0	0	0	н/д	0	0	0	0	0	>	0	+	<	0	0	Волластонит, цеолиты, Na-Ca карбонаты Осадок: Cu_2O, цеолиты, силикаты Na и Ca, Na-Ca карбонаты

Примечания: Исх – исходная минеральная фаза, входящая в состав КИ; Гт – новообразованная минеральная фаза гидротермального происхождения; < - уменьшение относительного содержания минеральной фазы; > - рост относительной концентрации минеральной фазы; + - образование новой минеральной фазы; 0 – отсутствие или исчезновение минеральной фазы; = - сохранение первоначальной минеральной фазы; н/д – нет данных; ПШ – полевые шпаты (кислые плагиоклазы).

* - гидротермально преобразованный образец КИ.

Сравнение результатов анализа РСА образца до и после эксперимента показало, что доля Кв на его поверхности уменьшилась, почти полностью исчезли Пи и Ил, полностью пропал Дл, зато появился кислый плагиоклаз и, вероятно, Анк. Таким образом, из новообразованных минералов, присутствующих на его поверхности можно надежно выделить, цеолиты и плагиоклазы (см. Рисунок 1.17г).

В составе осадка помимо не идентифицированных алюмосиликатов, присутствуют окислы меди (преобладают) и никеля.

Последний эксперимент этой серии проводился с образцом КИ, который частично был подвергнут гидротермальной проработке в природных условиях. После завершения эксперимента отмечалось небольшое осветление и выщелачивание его поверхности. Кроме того, на ней, как и в ранее проведенных опытах, образовались микрокристаллические агрегаты новых минеральных фаз гидротермального происхождения.

Сравнение результатов анализа образца методом РСА до и после эксперимента показало, что доля Кв на его поверхности заметно увеличилась, а Кц, напротив, - уменьшилась. Глинистые минералы полностью отсутствуют. Из новообразованных минералов, присутствующих на его поверхности можно отметить, волластонит, цеолиты и, вероятно, Na-Ca силикаты и карбонаты.

В составе осадка присутствуют куприт, а также отмечаются хорошо окристаллизованные минеральные фазы, предположительно представленные цеолитами, а также силикатами и карбонатами натрия и кальция (см. Таблицу 1.2).

Анализ результатов экспериментов, проведенных с высокотемпературным (400ºС) ГФ, содержавшим в своём составе соли (NaCl и $CaCl_2$) и небольшое количество CO_2, позволил установить следующие самые общие закономерности.

В результате взаимодействия солесодержащего ГФ, в составе которого также присутствовала CO_2, с образцами КИ произошло полное растворение Дл, частичное - Кв, Кц, Пи и Ил. В результате чего сформировалась небольшая по величине вторичная пористость.

Возникли следующие гидротермальные минералы: кислый плагиоклаз, силикат кальция, волластонит, цеолиты, натриево-кальциевые карбонаты, Анк, а также окислы меди и никеля (куприт, тенорит и бунзенит).

Появление последних в составе образовавшихся фаз предполагает наличие у CO_2 в высокотемпературных условиях окислительных свойств, о чем уже говорилось ранее.

Следовательно, в результате протекания этих реакций происходит возникновение большого количества CO. Проведенный хроматографический анализ газовой фазы, образовавшейся в этих опытах, подтвердил присутствие в ней высокого содержания CO (см. Рисунок 1.16) [73; 92].

В ГС Северо-Варьеганского и Ханты-Мансийского месторождений не встречены перечисленные выше новообразованные минеральные фазы (цеолиты, плагиоклазы, волластонит, Na-Ca карбонаты), из чего можно заключить, что природные ГФ характеризовались очень низкой концентрацией солей в их составе. Поэтому приравнивать минерализацию современных пластовых вод, присутствующих в базальных юрских песчаниках, к таковой ГФ, внедрявшихся в КИ, формируя ГС, категорически нельзя. Эти ГФ, скорее всего обладали очень низкой минерализацией [156; 158; 160; 201; 213; 225; 250].

Неожиданно также и то, что цеолиты, которые считаются довольно низкотемпературными минералами, в наших экспериментах образовывались при высоких температурах, составлявших 400ºС. Na-Ca карбонаты, скорее всего, являются закалочной фазой.

1.2.3. Гидротермальное моделирование в системе H_2O-H_2O_2

Результаты взаимодействия КИ с ГФ, имевшими различную температуру и концентрацию CO_2 в их составе были рассмотрены в предыдущем разделе. Однако остался открытым вопрос о причинах осветления исходных почти черных КИ до светло-серого цвета, который имеют образовавшиеся по ним ГС. Более того, зона осветления проникает и в перекрывающие ГС базальные юрские отложения (см. Рисунок 1.2).

Очевидно, что в составе ГФ присутствует окислитель, который окисляет ОВ, входящее в состав КИ, обуславливающее их темно-серый цвет. Наиболее вероятным окислителем, вызвавшим осветление пород, является кислород.

Присутствие кислорода в выделяющихся из магматических тел флюидов, доказано В.И. Бгатовым в его работе [12]. Поэтому были проведены эксперименты с ГФ, в состав которых входил кислород [124].

Вариации температур в экспериментах, а также концентраций O_2, задаваемых с помощью H_2O_2 были выбраны по данным, приведенным в публикациях [12; 128; 156; 158; 201].

В рассматриваемых экспериментах, проводившихся с H_2O_2 в качестве буфера для приведения значений Eh в гидротермальной системе к нейтральной величине, добавлялась пиритовая шихта.

Результаты экспериментов приведены в Таблице 1.3.

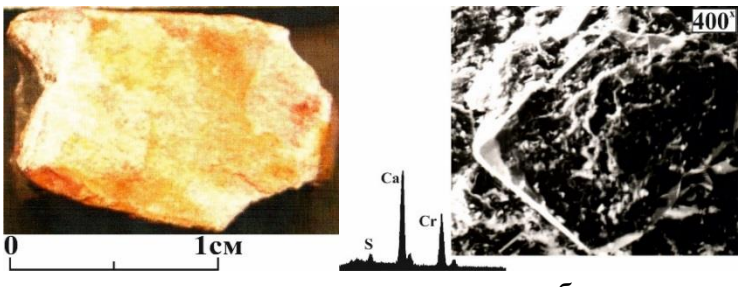
Первый эксперимент проводился с ГФ, имевшим температуру 390°С, в составе которого присутствовала H_2O_2, концентрация которой равнялась 37.5%, а продолжительность эксперимента составила 10 суток (см. Таблицу 1.3).

После завершения эксперимента наблюдались интенсивные изменения исходного образца и многочисленные новообразованные фазы на его поверхности (Рисунок 1.18а). Из-за этого он приобрел многослойное строение.

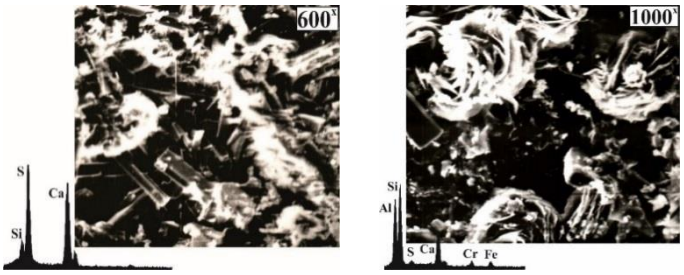
Нижняя оболочка светло-серого цвета имеет толщину около 1 мм и представляет собой зону выщелачивания из образца неустойчивых минералов и окисления ОВ. Последующие зоны – это новообразованные минеральные ассоциации, имеющие в зависимости от состава слагающих их фаз, различный цвет и структурные особенности.

Осветлённая поверхность образца покрылась мелкими порами и протяженными микрокавернами. Судя по полученному с его поверхности элементному спектру, она сложена Кв и Ил с небольшой примесью Анг и магнезиального Кц.

Отмечаются также мелкие массивные таблитчатые и ромбовидные кристаллы хромата кальция (хроматит) ярко желтого цвета (Рисунок 1.18а, б). Многочисленные мелкие кристаллы Анг имеют или призматический, или игольчатый габитус (см. Рисунок 1.18в). Встречен также алюмосиликат кальция в форме тонких пластинчатых агрегатов (см. Рисунок 1.18г).



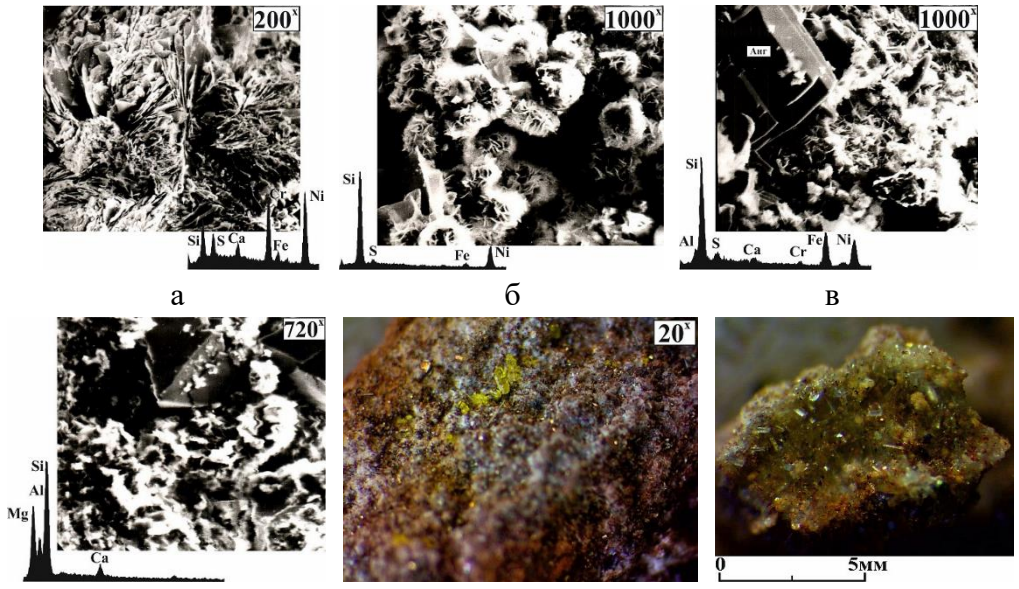
а б



в г

Рисунок 1.18 – Фотография образца КИ (а) и снимки РЭМ его поверхности (б-г) после воздействия на него ГФ, имевшего Т = 390°С и содержание H_2O_2 в его составе, равное 37.5%. а – внешний вид образца после завершения эксперимента; б – кристалл новообразованного хроматита и его элементный спектр; в – многочисленные мелкие кристаллы гидротермального Анг и их элементный спектр; г – чешуевидные «розочки» алюмосиликата кальция и их элементный спектр

Золотисто-волокнистая блестящая корочка расположенная на его поверхности, оказалась сложенной преимущественно тонкими пластинчатыми кристаллами хромата никеля с небольшой примесью Анг и Ам.кр (Рисунок 1.19а).



а б в

г д е

Рисунок 1.19 – Снимки РЭМ поверхности того же образца (а-г) и фотографии его обломков, поднятых со дна автоклава (д, е)
а – тонкие пластинчатые кристаллы хромата никеля, с присутствующим на их поверхности мелкими агрегатами Ам.кр и Анг; б – пушистые шарообразные агрегаты мелкокристаллического силиката никеля с пленками Ам.кр на их поверхности; в – кристаллы Анг (слева сверху), мелкие пластинчатые кристаллы Гем и многочисленные мелкие чешуевидные кристаллы силиката никеля, на которых присутствуют хлопья Ам.кр (элементный спектр получен с центральной части снимка); г – кристаллы алюмосиликата кальция (вверху) и ватообразная масса, представленная магнезиальным алюмосиликатом типа палыгорсита, на поверхности которого присутствуют хлопья Ам.кр (элементный спектр получен с центральной части снимка) д – обломок образца, на поверхности которого присутствуют желтые кристаллы S°; е – другой обломок того же образца, поверхность которого покрыта многочисленными кристаллами Анг

В составе новообразованных корочек встречаются округлые агрегаты, состоящие из многочисленных очень мелких чешуевидных кристаллов силиката никеля, на поверхности которых присутствуют хлопья Ам.кр (см. Рисунок 1.19б). Размеры отдельных чешуек силиката никеля варьируют в пределах 0.5-1.5 мкм. Судя по результатам РСА, эти силикаты никеля по параметрам кристаллической решетки близки к виллемсеиту, поэтому условно их формулу можно представить как $Ni_3[Si_4O_{10}](OH)_2$. Тот же минерал встречается и в виде отдельных многочисленных мелких чешуек, на поверхности которых располагаются хлопья Ам. кр, выделившиеся последними в виде закалочной фазы (см. Рисунок 1.19в).

Рядом с крупными кристаллами кальциевого алюмосиликата присутствуют мелкие агрегаты магнезиального алюмосиликата, близкого по своему элементному составу к палыгорскиту, на поверхности которого также присутствуют хлопья Ам.кр (см. Рисунок 1.19г).

В составе осадка, поднятого со дна автоклава, встречаются обломки этого же образца, на осветлённой и выщелоченной поверхности которых наряду с бурыми агрегатами гематита (Гем) встречаются мелкие кристаллы S^o (см. Рисунок 1.19д) и Анг (см. Рисунок 1.19е).

Сравнение данных, полученных методом РСА поверхности образца до и после гидротермального воздействия показало, что с неё исчезли: Ил, Кт, Дл и Пи. Появились новые минералы, имеющие гидротермальное происхождение: Анг, Гем, соединения хрома и никеля ($NiCrO_4$), хроматит ($CaCrO_4$), алюмосиликаты кальция и магния (вероятно, в виде палыгорскита), силикат никеля (типа виллемсеита), Ам.кр., а также S^o (см. Таблицу 1.3).

Вследствие растворения неустойчивых в рассматриваемых гидротермальных условиях минералов, представленных Дл, Пи, Кт, Ил, а также частично Кц и Кв, в образце формируется дополнительная (вторичная) емкость.

Следующие эксперименты проводились при одной и той же температуре (295ºС) и имели одинаковую продолжительность (6 сут.), но с разной концентрацией H_2O_2 в составе ГФ с целью анализа влияния на исходный образец гидротерм, характеризующихся различными параметрами Eh (см. Таблицу 1.3).

В первом эксперименте из этой серии концентрация H_2O_2 в составе ГФ равна 43 % (см. Таблицу 1.3).

Об изменениях структуры порового пространства поверхности образца после эксперимента судить трудно, так как он сверху почти полностью покрылся корочкой новообразованных минеральных фаз (Рисунок 1.20а). Судя по наличию линейной границы, опоясывающей весь образец, можно заключить, что в процессе проведения эксперимента в реакторе присутствовали две фазы – жидкая и газообразная (см. Рисунок 1.20а). По направлению сверху вниз наблюдается постепенное изменение цвета покрывающей образец корки от буровато-желтой к бурой, почти красной и затем темно-серой. Самая нижняя часть образца покрыта соломенно-желтой пудрой раздробленного Пи (буфер) (см. Рисунок 1.20а).

Непосредственно на границе между газовой и жидкой фазами Гем отлагался в виде многочисленных микросфер (Рисунок 1.20б). Своеобразная сферическая форма гематитовых образований обусловлена, вероятно, тем, что его микрокристаллы отлагались на поверхности газовых пузырьков, возникавших на границе жидкой и газовой фаз.

Ниже двухфазной границы (в жидкой фазе) отмечается присутствие многочисленных пластинчатых кристаллов Гем, размеры которых варьируют в интервале 3-5-20-25 мкм (см. Рисунок 1.20в). Наиболее многочисленные скопления мелких кристаллов сульфата никеля и S^o отмечаются на поверхности образца чуть выше двухфазной границы. Кристаллы S^o обычно обладают короткопризматическим габитусом (см. Рисунок 1.20г).

В самой верхней части образца на его поверхности отмечается тонкая корочка желтого цвета, сложенная многочисленными мелкими кристаллами S^o.

Анализ минерального состава осадка, присутствующего на дне автоклава, показал, что он представлен, буферной шихтой Пи, Кц, Гем, сульфатом никеля с примесью Анг (см. Таблицу 1.3).

Во втором опыте концентрация H_2O_2 в ГФ была ниже и составляла 29% (см. Таблицу 1.3).

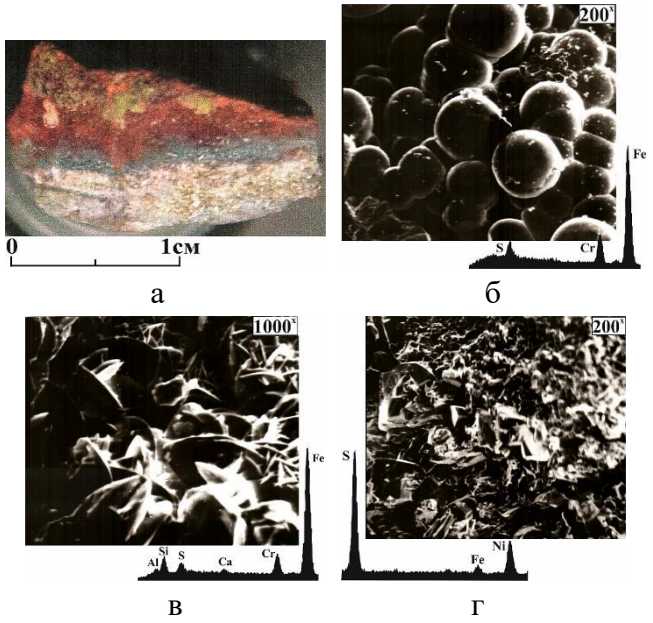


Рисунок 1.20 – Фотография образца КИ (а) и снимки РЭМ его поверхности (б-г) после воздействия на него ГФ, имевшего Т = 295°С и содержание H_2O_2 в его составе, равное 43%
а – внешний вид образца после завершения опыта; б - агрегат шарообразного Гем; в - корочка пластинчатых кристаллов Гем; г - многочисленные мелкие кристаллы сульфата никеля и S^o

После проведения эксперимента наблюдалось осветление поверхности образца и отложение на нем корочек сложного строения, представленных микроглобулами Гем темно-серого до почти черного цвета и желтыми кристаллами S^o. Отмечаются также тонкие прозрачные кристаллы Анг и мелкие чешуевидные кристаллики сульфата хрома (Рисунок 1.21а, б).

На увеличенном фрагменте предыдущего снимка видны удлиненные призматические кристаллы Анг (вверху справа), пластинчатые – Гем и волокнистые – сульфата хрома (см. Рисунок 1.21в). Судя по расположению кристаллов Анг на поверхности мелкочешуйчатых агрегатов сульфата хрома, первый кристаллизовался из ГФ позднее (см. Рисунок 1.21б, в).

Таблица 1.3 – Результаты анализа изменений минерального состава образцов кремнистого известняка после воздействия на него гидротермального флюида (ГФ), имевшего различную температуру и соотношение H_2O_2- H_2O

Т, °С	H_2O_2, %	Соли*	Кц		Дл	Сид		Анк	Ил	Кт		Хл		Кв		Ам.кр	Пи	S°	Анг	Гем	Другие минералы гидротермального происхождения
			Исх	Гт		Исх	Гт			Исх	Гт	Исх	Гт	Исх	Гт						
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
390	37,5	-	<	+	0	=	н/д	+	0	0	0	н/д	0	+	н/д	+	0	+	+	+	Палыгорскит, хроматит, алюмосиликаты кальция, $NiCrO_4$, $NiSO_4$, виллемсеит
295	43	-	<	+	0	н/д	н/д	н/д	0	0	0	н/д	0	+	н/д	+	0	+	+	+	$NiSO_4$ Осадок: Пи, Кц, Гем, Анг
295	29	-	<	+	0	н/д	н/д	н/д	0	0	0	н/д	0	+	н/д	+	0	+	+	+	$CrSO_4$, $NiSO_4$ Осадок: Пи, Гем, S°, Кц, Анг
295*	29	+	<	н/д	0	н/д	н/д	н/д	0	0	0	н/д	0	+	н/д	+	0	+	+	+	$NiSO_4$, $NiCrO_4$, Осадок: Пи, Кв, Ам.кр, Кц, Гем, Анг, $NiSO_4$ и $CrSO_4$
295**	29	-	<	+	0	н/д	н/д	н/д	0	0	0	н/д	0	+	н/д	+	0	н/д	+	+	Хроматит, $NiCrO_4$, Cr_2O_3

Примечания: Исх – исходная минеральная фаза, входящая в состав КИ; Гт – новообразованная минеральная фаза гидротермального происхождения; < - уменьшение относительного содержания минеральной фазы; > - увеличение относительного содержания минеральной фазы; + - появление новой минеральной фазы гидротермального происхождения; 0 – отсутствие или исчезновение минеральной фазы; = - присутствие первоначальной минеральной фазы; н/д – нет данных.

* - концентрация солей в ГФ – NaCl - 36.8 г/л, $CaCl_2$ – 3,1 г/л;

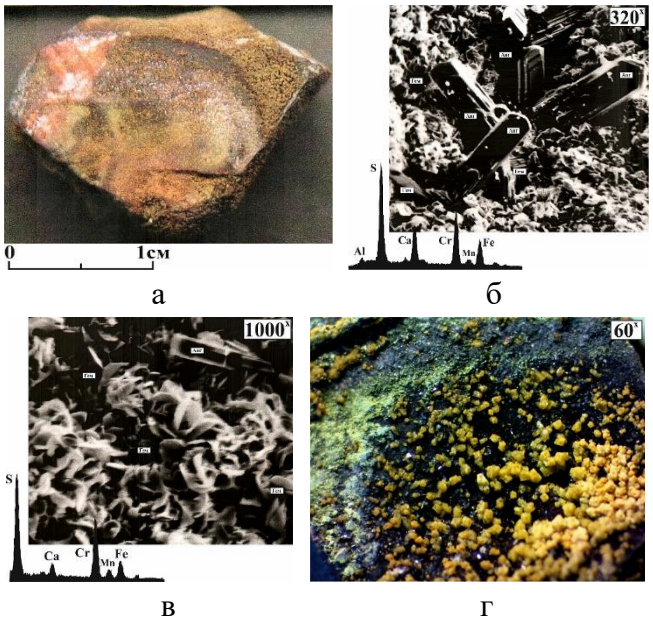
** - шихта Пи отсутствует.

Отмечаются также многочисленные мелкие кристаллы и их агрегаты желтого цвета, которые состоят из S^o с небольшой примесью Гем (черное), сульфата никеля голубовато-зеленоватого цвета и мелкими многочисленными кристаллами Анг белого цвета (см. Рисунок 1.21г).

В следующем эксперименте в составе ГФ присутствовал водный раствор, содержащий в своем составе 36.8 г/л NaCl и 3.1 г/л $CaCl_2$, а концентрация H_2O_2 в нём также составляла 29% (см. Таблицу 1.3). Этот состав раствора был выбран в соответствии с таковым у пластовой воды, полученной из базальных нижнеюрских песчаников.

Добавление в состав флюида хлоридов натрия и кальция практически не повлияло на фазовый состав новообразованных минералов. Как и в предыдущих опытах возникли следующие новые фазы: Гем, S^o, мелкие тонкие прозрачные кристаллы Анг, а также небольшое количество мелких чешуевидных агрегатов сульфатов никеля и хрома желтовато-зеленоватого цвета.

По данным РСА в результате гидротермальной обработки образца произошло слабое окремнение его поверхности, исчезли из его состава Дл, Пи, появились тонкие полупрозрачные пленочки Ам.кр, а также отмеченные выше новообразованные минеральные фазы: S^o, Гем и Анг (см. Таблицу 1.3).



а б

в г

Рисунок 1.21 – Фотографии образца КИ (а), увеличенного фрагмента его обломка (г) и снимки РЭМ его поверхности (б, в) после воздействия на него ГФ, имевшего T = 295°C и содержание H_2O_2 в его составе, равное 29%

а – общий вид образца после завершения эксперимента; б – его поверхность, покрытая новообразованными фазами, представленными кристаллами Анг, мелкими чешуеобразными агрегатами сульфата хрома и немногочисленными пластинчатыми кристаллами Гем; в – увеличенный фрагмент предыдущего снимка с кристаллом Анг (вверху), редкими тонкими пластинками Гем и многочисленными чешуевидными кристаллами сульфата хрома; г – поверхность обломка, покрытая многочисленными бесцветными мелкими кристаллами Анг и сульфата хрома, голубовато-зелеными сульфата никеля и многочисленными желтыми - S°

В следующем эксперименте в составе ГФ концентрация H_2O_2 также составляла 29%, однако в этом эксперименте пиритовый буфер не добавлялся.

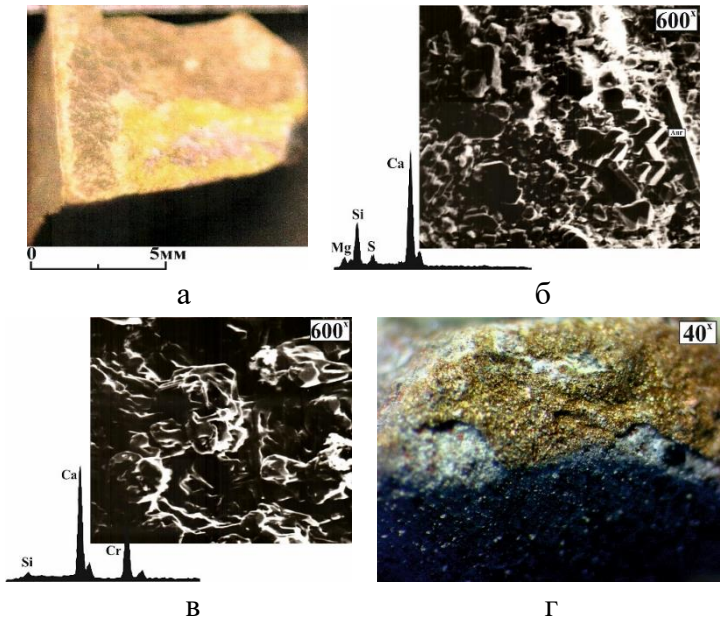
После эксперимента извлеченный из автоклава образец носил признаки значительных изменений, которые выразились в интенсивном осветлении и выщелачивании его поверхности,

что привело к образованию на ней вторичных микропустот, а также отложению новообразованных минеральных ассоциаций, имеющих гидротермальное происхождение, представленных в виде светло-желтой золотистой блестящей и желтой матовой со слабым серовато-зеленоватым оттенком корочек (Рисунок 1.22а).

На выщелоченной поверхности образца КИ из ГФ отложились мелкие отдельные кристаллы Анг и многочисленные кристаллы слабо магнезиального Кц (см. Рисунок 1.22б).

Анализ новообразований, возникших на поверхности образца, показал, что в своем большинстве они имеют весьма специфический состав. Это обусловлено тем, что из-за отсутствия пиритового буфера, используемого для поддержания величины Eh вблизи нейтральных значений, таковым выступили элементы, слагающие корпус автоклава. Поэтому возникли своеобразные фазы, в состав которых вошли хром и никель, выщелоченные ГФ из тела автоклава.

Желтая со слабым зеленоватым оттенком матовая корочка оказалась сложенной кристаллами хроматита (см. Рисунок 1.22в). Волокнистые агрегаты золотисто-желтого цвета представлены чешуевидными новообразованиями хромата никеля, которые покрыты местами мелкими кристаллами Анг, а также тонкими пленочками Ам.кр, выделившегося из ГФ при его охлаждении в самую последнюю очередь (см. Рисунок 1.22г).



а б в г

Рисунок 1.22 – Фотографии образца КИ (а) и его обломка (г), снимки РЭМ его поверхности (б, в) после воздействия на него ГФ, имевшего Т = 295°С, содержание солей – 36.8 г/л NaCl и 3.1 г/л $CaCl_2$ и концентрацию H_2O_2 в его составе, равную 29%

а – внешний вид образа после завершения эксперимента; б – его выщелоченная окремненная поверхность, на которой отложились новообразованные минералы: справа длинный тонкий кристалл Анг и многочисленные кристаллы слабо магнезиального гидротермального Кц; в – многочисленные агрегаты кристаллов хроматита; г – обломок образца с корочкой золотисто-желтого цвета на его поверхности, представленной хроматом никеля

По результатам анализа поверхностной части образца методом РСА, проведенного после эксперимента, можно заключить, что произошло слабое ее окремнение за счет преимущественного растворения Кц серной кислотой, образовавшейся вследствие окисления Пи

перекисью водорода. Из состава образца КИ полностью исчез Дл, почти полностью - Пи, появился Анг (см. Таблицу 1.3).

Таким образом, в гидротермальных условиях с высокой величиной Eh, наблюдается интенсивное окисление элементов (металлов), входящих в состав самого автоклава. Присутствовавший в КИ Пи окислился до Гем и серной кислоты, которая нейтрализовалась путем взаимодействия с Кц, результатом чего явилось образование Анг.

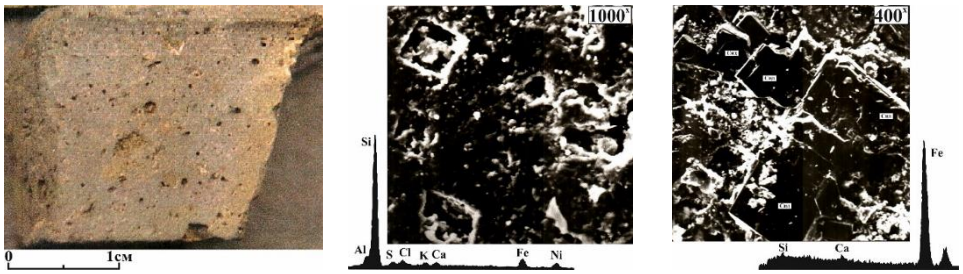
В рассматриваемых гидротермальных условиях осуществлялся вынос и переотложение биогенного кремнезема и Кц, что привело к формированию дополнительной вторичной емкости в исходном образце.

В заключение следует отметить, что в более низкотемпературных (295°C) условиях в присутствии тех же солей (NaCl и $CaCl_2$), что и в рассмотренной ранее серии опытов (H_2O-CO_2-Соли) и отсутствии CO_2 в составе ГФ, описанной выше минеральной ассоциации не возникло, как, впрочем, не произошло и других значимых изменений с исходным образцом КИ.

1.2.4. Гидротермальное моделирование в системе H_2O-HCl

Эта серия экспериментов проводилась с ГФ, в составе которого помимо воды, присутствовала кислота (HCl), концентрация которой изменялась от 0.05 до 1.0N. Температура во всех экспериментах равнялась 410 °C, а их продолжительность составляла 30 суток. Шихта пирита не добавлялась (Таблица 1.4).

В первом эксперименте этой серии опытов в составе ГФ концентрация HCl составляла 1.0 N. После эксперимента поверхность рассматриваемого образца была интенсивно растворена и осветлена, кроме того, на ней местами отложилась тонкая пленка бурого цвета, сложенная очень рыхлыми агрегатами хлорида железа (Рисунок 1.23а).



а б в

Рисунок 1.23 – Фотография КИ (а) и снимки РЭМ его поверхности (б, в) после воздействия на него ГФ, имевшего T = 410°C и содержавшего в своем составе 1.0N HCl
а – общий вид образца после завершения эксперимента; б – его окремненная поверхность с «отрицательными» формами от кристаллов выщелоченного Дл; в – мелкокристаллический агрегат гидротермального Сид и его элементный спектр

Исследования поверхности образца продемонстрировали, что в результате растворения кристаллов Дл от них сохранились только их отрицательные формы, представляющие собой мелкие ромбики, в результате чего на поверхности сохранился преимущественно Кв, то есть произошло её интенсивное окремнение (Рисунок 1.23б). Отмечаются хорошо ограненные многочисленные мелкие блестящие кристаллики новообразованного гидротермального Сид, кристаллы которого имеют характерный ромбоэдрический габитус и размеры от 25 до 100 мкм (Рисунок 1.23в).

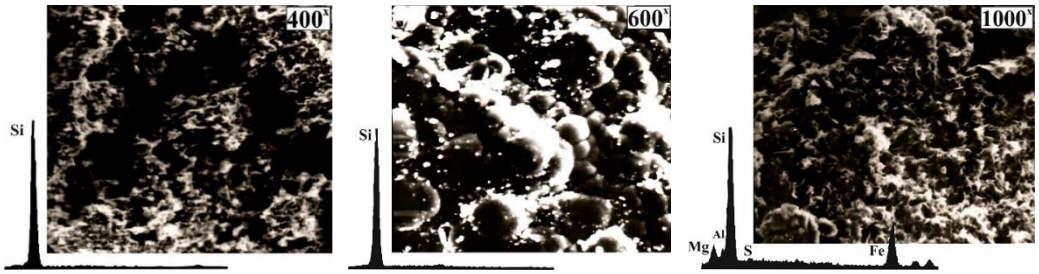
Сопоставление минерального состава образца до и после эксперимента с использованием метода РСА показало, что с его поверхности вследствие воздействия на него ГФ, полностью исчезли: Пи, Дл и Кц. Напротив, на его поверхности образовались новые фазы: Сид, Кт, Ам.кр., в небольшом количестве – сульфид никеля (миллерит).

В составе осадка, находящегося на дне реактора, основными компонентами являются: Ам.кр, хлорид железа ($FeCl_2 \cdot nH_2O$), хлорид кальция ($CaCl_2 \cdot 4H_2O$) и небольшая примесь миллерита (см. Таблицу 1.4).

В составе ГФ в следующем эксперименте концентрация HCl составляла 0.8 N.

После эксперимента поверхность образца носила следы явного выщелачивания, кроме того, на ней сформировалась пленочка светло-коричневого цвета, сложенная мелкозернистыми агрегатами, а кроме того небольшими рыхлыми корочками темно-серого цвета, сложенными магнезиально-железистым Хл и хлоридом кальция.

На участках, свободных от вторичных (гидротермальных) новообразований, хорошо видна морфология возникших вторичных пустот на интенсивно окремненной поверхности образца КИ, размеры которых варьируют в широких пределах – от 1.2-3.8 до 12.5-80 мкм (Рисунок 1.24а). В других участках отмечается Ам.кр или халцедон(?), в форме мелких сферолитов, отдельные сферы которого имеют размеры от 5 до 35 мкм (Рисунок 1.24б).



а б в

Рисунок 1.24 – Снимки РЭМ поверхности образца КИ (а-в) после воздействия на него ГФ, имевшего Т = 410°С и содержавшего в своем составе 0,8N HCl
а – интенсивно выщелоченный окремненный участок; б – корочка микроолитового Ам.кр (закалочная фаза); в – выщелоченный, окремненный участок поверхности образца, покрытый микрочешуйчатым гидротермальным Mg-Fe Хл

На окремнённой поверхности отмечаются тонкие пленочки, сложенные очень мелкими (0.5-1.5 мкм) чешуевидными кристаллами гидротермального Mg-Fe Хл (Рисунок 1.24в).

По результатам РСА в составе осадка, образовавшегося на дне автоклава, встречены лишь две фазы – хлориды железа и кальция.

В составе ГФ в следующем опыте концентрация HCl составляла 0.4 N (см. Таблицу 1.4). Вследствие воздействия на поверхность образца ГФ, содержащего HCl, она подверглась выщелачиванию, главным образом, за счет удаления карбонатного материала, следствием чего явилось ее окремнение. Микропоры, образовавшиеся за счет растворения карбонатов часто имеют ромбическую форму, сохранившуюся от присутствовавших здесь до гидротермального воздействия кристаллов Дл. Однако в отличие от предыдущих экспериментов поверхность образца сохранила темно-серый цвет.

Таблица 1.4 – Результаты анализа перемен минерального состава образцов кремнистого известняка в результате воздействия на него гидротермального флюида, характеризовавшегося изменениями соотношения H_2O-HCl и одинаковую температуру, равную 410°С

HCl, N	Кц		Дл	Сид		Анк	Ил	Кт		Хл		Кв		Ам.кр	Пи	S°	Анг	Другие минералы гидротермального происхождения
	Исх	Гт		Исх	Гт			Исх	Гт	Исх	Гт	Исх	Гт					
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
1,0	0	0	0	=	+	н/д	>	=	+	0	0	+	н/д	+	0	0	н/д	$CaCl_2{\cdot}nH_2O$, NiS, Осадок: Ам.кр, $FeCl_2{\cdot}nH_2O$, $CaCl_2{\cdot}nH_2O$
0,8	0	0	0	0	0	0	=	0	0	=	+	>	0	+	<	0	н/д	Осадок: $FeCl_2{\cdot}nH_2O$, $CaCl_2{\cdot}nH_2O$
0,4	<	0	0	0	0	0	=	н/д	0	=	+	>	0	+	<	+	н/д	Осадок: $CaCl_2{\cdot}nH_2O$, Ам.кр
0,2	<	0	0	0	0	0	>	н/д	0	=	+	>	0	+	<	н/д	+	Осадок: NiS, Cu_2S, $CaCl_2{\cdot}nH_2O$
0,1	<	0	0	0	0	0	>	н/д	0	=	+	>	0	+	<	н/д	+	Осадок: $CaCl_2{\cdot}nH_2O$
0,05	<	0	0	0	0	0	=	н/д	0	=	+	>	0	+	<	0	+	Осадок: Кв, Ам.кр, $CaCl_2{\cdot}nH_2O$, Cr_2O_3

Примечания: Исх – исходная минеральная фаза, входящая в состав КИ; Гт – новообразованная минеральная фаза гидротермального происхождения; < - уменьшение относительного содержания минеральной фазы; > - увеличение относительного содержания минеральной фазы; + - появление новой минеральной фазы гидротермального происхождения; 0 – отсутствие или исчезновение минеральной фазы; = - присутствие исходной минеральной фазы; н/д – нет данных.

В образовавшихся порах и микрокавернах, имеющих размеры от 1-2 до 130-150 мкм и на поверхности образца отмечаются агрегаты новообразованных фаз, представленных микроглобулярным Ам.кр или халцедоном(?), хлоридами кальция и железа а также, вероятно, S^o.

Сравнение данных РСА поверхности образца, выполненное до проведения и после окончания воздействия гидротермального флюида показало, что после эксперимента на ней образовались вторичные минеральные ассоциации, представленные, главным образом, Ам.кр и железистым Хл.

В осадке присутствует практически один хлорид кальция с небольшой примесью Ам.кр (см. Таблицу 1.4).

В составе ГФ в следующем опыте концентрация HCl составляла 0.2 N (см. Таблицу 1.4).

После проведения эксперимента отмечалось интенсивное выщелачивание поверхности образца и образование на ней микропустот. Выщелоченная поверхность образца, судя по результатам ее элементного анализа, сложена Кв с небольшой примесью Ил и железистого Хл, вероятно, Анг. Наиболее выщелоченные участки состоят из одного Кв, причем рыхлые агрегаты, содержащиеся в новообразованных порах и кавернах, имеют тот же кремнистый состав (скорее всего, это Ам.кр).

В порах отмечаются тонкие пленки, сложенные отдельными мелкими чешуйками, а также их агрегатами, имеющими часто сферическую форму, которые представляют собой гидротермальный железистый Хл. Кроме того, (по данным изучения элементного состава) присутствует свободный кремнезем (вероятно, в аморфной форме), а также сульфиды никеля и меди (миллерит и халькозин).

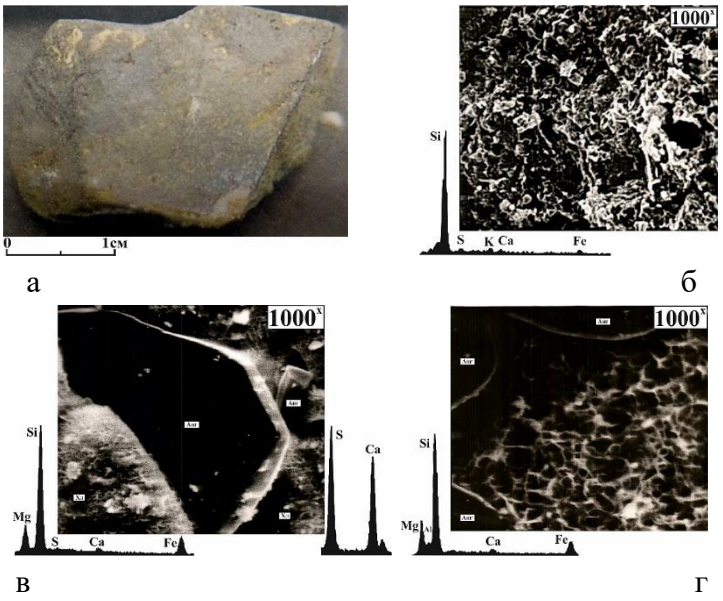
После завершения опыта по результатам РСА с поверхностной части образца исчез Дл, резко уменьшилось содержание Кц, напротив, выросла концентрация Кв и Ам.кр, появился железистый Хл и хлорид кальция.

В составе ГФ в следующем эксперименте концентрация HCl составляла 0.1 N (см. Таблицу 1.4).

После проведения эксперимента, как и в ранее проведенных опытах, наблюдалось выщелачивание поверхности образца, а также образование на нем налета темно-серого и светло-бурого цвета, которые часто заполняют образовавшиеся пустоты (Рисунок 1.25а).

По данным микроскопических исследований на поверхности образца после окончания опыта с ГФ, образовались вторичные поры и микрокаверны, имеющие различные размеры. Самые крупные из них изменяются в пределах от 50 до 70 мкм (Рисунок 1.25б). Вследствие интенсивного выщелачивания карбонатного материла с поверхности образца она приобрела практически чисто кремнистый состав с небольшой примесью Ил, а на ней отложились вторичные (гидротермальные) плоские кристаллы Анг и плёночный Mg-Fe Хл, отдельные чешуйки которого имеют размеры 1-3 мкм (Рисунок 1.25в). С использованием значительного увеличения наблюдаются микропоры, образовавшиеся за счет выщелачивания карбонатов, имеющие размеры от 1-2 до 10-15 мкм.

После воздействия на образец ГФ произошло интенсивное окремнение его поверхности за счет растворения кислым флюидом карбонатов. Отмечается полное выщелачивание Дл и достаточно интенсивное – Кц, а также Пи. На поверхности образца образовались новые минеральные фазы гидротермального происхождения – пленки и микросферолиты Ам.кр, кристаллы Анг и железистый и/или Mg-Fe Хл.



а б в г

Рисунок 1.25 – Фотография образца КИ (а) и снимки РЭМ (б-г) его поверхности после воздействия на него ГФ, имевшего Т = 410°С и содержавшего в своем составе 0,1N HCl, г – снимок РЭМ поверхности другого образца КИ после воздействия на него ГФ, имевшего ту же температуру и присутствием в его составе 0,05N HCl

а – общий вид образца после завершения эксперимента; б – интенсивно выщелоченный и окремненный участок его поверхности; в – кристаллы Анг и пленочный микрочешуйчатый Mg-Fe Хл гидротермального происхождения (его элементный спектр, расположен слева, а справа – спектр с кристаллла Анг); г – участок поверхности другого образца с кристаллами Анг (слева и вверху) и микрочешуйчатым Mg-Fe Хл, с которого получен элементный спектр, приведенный под снимком

В осадке присутствует, главным образом, хлорид кальция (см. Таблицу 1.4).

В составе ГФ в последнем эксперименте концентрация HCl составляла всего 0.05 N (см. Таблицу 1.4).

Вероятно, образец находился в двухфазной области. Нижняя его часть имеет слабый буроватый оттенок, а верхняя – темно-серого цвета. Обе части образца выщелочены довольно слабо. Отмечаются тонкие пленки светло-зеленого цвета (окись хрома) и очень мелкие удлиненные плоские прозрачные кристаллы (Анг).

Анализ снимков РЭМ дал возможность установить, что на его верхней части отсутствуют крупные поры, основная масса пустот, возникших вследствие выщелачивания карбонатного материала ГФ, имеет размеры в среднем всего 2-6 мкм. Судя по элементному спектру, полученному с поверхности образца, она сложена, главным образом Кв с небольшой примесью Анг и Mg-Fe Хл.

При использовании значительного увеличения прекрасно фиксируются кристаллы Анг и войлокоподобные агрегаты Mg-Fe Хл (Рисунок 1.25г). Судя по высокому пику кремния, присутствующему на элементном спектре, можно предположить, что описываемая войлокоподобная масса Хл лежит на окремненной поверхности образца и выделилась позднее, чем произошло её окремнение.

По данным РСА после реакции КИ с ГФ с его поверхности полностью исчез Дл, почти полностью – Пи, резко уменьшилось содержание Кц. Напротив, увеличилось содержание Кв и Ам.кр, появился Анг, Mg-Fe Хл, в следовой концентрации фиксируется Ил (см. Таблицу 1.4).

По результатам изучения осадка, образовавшегося на дне автоклава, он представлен, главным образом, хлоридом кальция и небольшим количеством Ам.кр.

1.2.5. Результаты гидротермального моделирования с кремнистыми известняками

Проанализируем процессы, протекавшие в рассмотренных экспериментах с участием КИ.

Общим для всех экспериментов является преимущественное растворение карбонатов с поверхности образцов, вследствие чего происходит их окремнение. При насыщении ГФ карбонатами, особенно если в автоклаве возникала конвекционная ячейка, наблюдается их переотложение с возникновением хорошо ограненных гидротермальных разновидностей (см. Рисунки 1.11б, г, 1.12а, 1.13г). Из карбонатных минералов самый неустойчивый - Дл. Он полностью растворялся в ГФ во всех проводившихся экспериментах. Кроме того, Пи также во всех опытах подвергался частичному или полному растворению и/или псевдоморфному замещению железистыми карбонатами (см. Таблицу 1.1, Рисунки 1.12г, 1.13а, б).

Кв, входящий в состав КИ, также растворяется ГФ, правда не так интенсивно, как карбонатные минералы, а в двух экспериментах биогенный кремнезем подвергся перекристаллизации с образованием мелких кристаллов Кв (см. Рисунки 1.10г, 1.14в). Находящийся в составе ГФ кремнезем при охлаждении автоклавов во всех опытах выделяется в аморфном виде и лишь в редких случаях в форме кристобалита.

Понятно, что в природных условиях, в отличие от лабораторных, охлаждение ГФ происходило очень медленно, поэтому находящийся в нем кремнезем успевал выкристаллизоваться в форме прекрасно ограненных мелких кристаллов (см. Рисунки 1.4в–е, 1.7в-д).

Очень часто после завершения экспериментов на поверхности образцов отмечается присутствие небольшого количества очень мелких кристаллов Анг, образование которых требует присутствия в составе ГФ кислорода. Можно предположить, что какая-то часть кислорода может попадать в реактор вместе с воздухом, который окисляет пиритную серу до серной кислоты, а она, в свою очередь, реагирует с Кц, давая в результате Анг (см. Рисунок 1.15б). Не исключено также, что в высокотемпературных экспериментах, когда CO_2 проявляет свои *окислительные* свойства, разлагаясь на CO и O_2, она также окисляла Пи с последующим образованием Анг.

В рассмотренных экспериментах часто по Пи или за его счет образовывались железосодержащие карбонаты (см. Рисунки 1.10б, 1.12г, 1.13а, б, 1.14г, 1.15б). В этом случае в ГФ появлялась сера, которая затем или связывалась в форме сульфидов, или выделялась в самородной форме (см. Рисунок 1.12б).

При взаимодействии КИ с ГФ, состоящим только из воды ($\chi_{CO2} = 0$), отмечается образование фаз, возникновение которых требует протекания в системе окислительно-восстановительных реакций. В качестве окислителя может выступать сера, присутствующая в составе Пи в виде персульфида, которая окисляет металлы, например, никель, входящие в состав автоклава, превращаясь в сульфидную форму:

$$FeS_2 + 2Ni^0 + CaCO_3 \rightarrow FeCO_3 + 2NiS + Ca^{2+}(р\text{-}р), \quad (1.6)$$

Образование Пир и сульфида никеля также взаимосвязано и осуществляется за счет Пи, присутствующего в составе образцов КИ, и пиритовой шихты в соответствии с уравнением реакции:

$$FeS_2 + Ni^0 \rightarrow FeS + NiS, \quad (1.7)$$

Аналогично реакция протекает с участием меди, также входящей в состав автоклава:

$$FeS_2 + 2Cu^0 \rightarrow FeS + Cu_2S, \quad (1.8)$$

Возникновение S^o происходит в результате превращения Пи в Пир в соответствии с уравнением реакции:

$$FeS_2 \rightarrow FeS + S^o, \quad (1.9)$$

Во многих проведенных экспериментах в системе $H_2O–CO_2$ отмечается образование Пир, однако в составе ГС, возникших по КИ, он не был встречен, как, впрочем, и сам Пи [6; 7]. Можно предположить, что Пир, как и Пи в рассматриваемых гидротермальных условиях также неустойчив и является лишь промежуточной метастабильной фазой, которая затем, как и Пи, превращается в сидерит:

$$FeS + CO_2 + H_2O = FeCO_3 + H_2S, \quad (1.10)$$

Поскольку автоклав является закрытой системой, реакция может остановиться до полного превращения Пир в Сид из-за того, что для ее завершения не хватает CO_2.

В ГС, встреченных в кровельной части ДК Западно-Сибирского бассейна, из полученных в рассмотренных экспериментах с участием ГФ минеральных ассоциаций, присутствуют лишь мелкокристаллический Кв, Ил, Кт, изредка Анг и железосодержащие карбонаты, из которых преобладает Сид (см. Рисунок 1.7а) [95; 111]. Следовательно, основная часть серы, освобождающейся при разложении Пи, присутствовавшего в составе КИ, выносилась гидротермами за пределы зон развития ГС в той или иной форме.

Образование железосодержащих карбонатов может происходить в соответствии со следующим уравнением реакции:

$$FeS_2 + CO_2 + H_2O + CaCO_3 = FeCa(CO_3)_2 + H_2S + S^o, \quad (1.11)$$

Неожиданные результаты были получены в высокотемпературных (360 ºС) экспериментах (серия 0.5-1), в которых при воздействии на образцы КИ гидротермального флюида с невысокой концентрацией в них CO_2 при разложении входящего в их состав Пи получались не железосодержащие карбонаты, а железистый или Mg-Fe Хл. При этом кроме Пи из состава КИ исчезал и Кт, который вместе с пиритным железом шел на образование Хл. Напомним, что гидротермальный Хл в составе ГС полностью отсутствует [95; 111]. На основе установленного факта можно сделать два предположения:

1) температура природных ГФ была ниже 360 ºС, а Сид устойчив, по крайней мере, до 315 ºС (при этой температуре в серии СВ-3 отмечалось образование гидротермального Сид, а не Хл), т. е. фазовая граница между Хл и Сид + Кт лежит в интервале температур 315–360 ºС;

2) установленная фазовая граница справедлива лишь для системы $H_2O–CO_2$, а при других, условиях, например, pH или Eh, она может измениться.

Действительно, встреченные в кровельной части ДК гидротермальные силициты светло-серые, иногда почти белые (см. Рисунки 1.4а, 1.7а), а образцы КИ после проведенных экспериментов с ГФ, имевших различную концентрацию в своем составе CO_2, слабо изменяли цвет. Поскольку их темно-серая, почти черная окраска обусловлена присутствием в их составе ОВ, можно предположить, что в природных условиях, вероятно, в составе ГФ, воздействовавших на КИ, присутствовал O_2, окислявший это ОВ.

В результате воздействия на образцы КИ высокотемпературных ГФ с высокой концентрацией в их составе CO_2 ($\chi_{CO2} = 0,5$) на поверхности образца появлялись зеленые пленки окислов хрома (см. Рисунок 1.15а), а при воздействии самого высокотемпературного флюида (Т = 410 ºС), состоящего только из CO_2 ($\chi_{CO2} = 1,0$), отмечалось образование еще и закиси, а также окиси меди. Из этих экспериментов следует, что CO_2 в высокотемпературных экспериментах является *окислителем*, так как других компонентов в составе флюида не было. Поэтому

образование окиси хрома, а также закиси и окиси меди происходило в соответствии со следующими уравнениями реакций:

$$Cr^0 + 3CO_2 \rightarrow Cr_2O_3 + 3CO, \quad (1.12)$$

$$2Cu^0 + CO_2 \rightarrow Cu_2O + CO, \quad (1.13)$$

$$Cu_2O + CO_2 \rightarrow 2CuO + CO, \quad (1.14)$$

Хроматографический анализ газовой фазы, полученной в высокотемпературных экспериментах с CO_2, подтвердил, что из нее в результате ее восстановления металлами образуется большое количество CO (Рисунок 1.16).

В выполненных высокотемпературных экспериментах осветления образцов КИ не наблюдалось, вероятно, из-за того, что металлы в составе автоклавов являлись более активными восстановителями CO_2, чем ОВ в составе КИ. В природных условиях таких восстановителей нет, поэтому можно предположить, что при достаточно высокой температуре и концентрации CO_2 она будет способна окислять и ОВ, присутствующее в составе КИ, осветляя их.

Наличие в КИ небольшого количества ОВ предполагает возможность генерации им УВ в результате воздействия на него ГФ. Чтобы проверить это предположение, в пробе газа, отобранного из автоклава после эксперимента, кроме H_2O, CO_2 и CO было определено содержание газообразных УВ. Оказалось, что газообразные УВ присутствуют в виде незначительной примеси (см. Рисунок 1.16). Это объясняется, во-первых, очень низким содержанием ОВ в составе КИ (в среднем немногим более 1%) и, во-вторых, очень высокой степенью катагенетического преобразования КИ, побывавших на большой глубине и подвергавшихся высоким температурам и давлению. Потому ОВ в их составе практически полностью реализовало свой исходный нефтегазогенерационный потенциал.

Эксперименты, проведенные с участием H_2O_2 продемонстрировали, что кислород, выделяющийся при её разложении очень активно реагирует не только с образцами КИ, но также и с пиритовой шихтой, добавляемой в автоклавы в качестве буфера, и с металлами, входящими в состав реакторов. Несмотря на то, что образование этих фаз вряд ли возможно в природных условиях (в гидротермальной системе с участием КИ), тем не менее, кратко рассмотрим условия их образования, которые могут заинтересовать геологов-рудников.

Так в высокотемпературном эксперименте (390^{o}C) отмечается образование хромата никеля, хроматита и виллемсеита. Те же минеральные фазы (кроме виллемсеита) образовались и в более низкотемпературном (295^{o}C) эксперименте, но проводившемся без добавления пиритовой шихты. Интересно, что в этих же экспериментах среди новообразованных соединений отсутствуют сульфаты никеля и хрома, которые присутствуют в других низкотемпературных экспериментах, в которые была добавлена пиритовая шихта.

Следовательно, высокая температура или отсутствие шихты Пи вызывают образование примерно одних и тех же минеральных ассоциаций, характеризующихся отсутствием сульфатов хрома и никеля и образованием вместо них хроматов никеля и кальция (хроматита).

В высокотемпературном эксперименте, в отличие от всех остальных, в которых фиксировался рост концентрации кварца в приповерхностной части образцов, напротив, отмечалось уменьшение его содержания, что объясняется возникновением виллемсеита и алюмосиликатов кальция и магния. Из-за образования последних отмечается уменьшение содержания Ил в составе образца после завершения эксперимента, поскольку алюминий в исходном образце входил преимущественно в состав Ил.

В эксперименте, в котором отсутствовала пиритовая шихта, не обнаружена S^o. Вероятно, в этом случае вся сера, высвобождавшаяся при окислении Пи, входившего в состав исходного образца КИ, расходовалась на образование Анг.

Следует отметить следующий факт, что поскольку Анг возникает путем взаимодействия Кц с серной кислотой, образующейся вследствие окисления Пи перекисью водорода, то результатом этой реакции является образование угольной кислоты, которая частично диссоциирует на воду и CO_2, поэтому в составе ГФ, несмотря на то, что CO_2 в него не добавлялась, обязательно появляется углекислота.

Интересно, что в составе осадка, образовывавшегося в экспериментах с H_2O_2, полностью отсутствует Кв. Этот феномен объясняется очень слабой растворимостью Кв в кислом ГФ (за счёт образования серной кислоты вследствие окисления Пи перекисью водорода) [9; 23]. Поэтому из-за преимущественного растворения Кц наблюдается окремнение поверхности образцов.

Общим для всех выполненных экспериментов с участием H_2O_2, является появление в качестве новообразованных (гидротермальных) фаз Анг, Гем, Ам.кр и S^o (S^o не была встречена лишь в опыте, в котором отсутствовала шихта Пи).

В результате взаимодействия ГФ, содержавшего в своём составе H_2O_2, с образцами КИ, участвовавшими в экспериментах, формировалась вторичная пористость за счёт растворения Дл, Пи, Кц и в меньшей мере биогенного кремнезема, что и привело к формированию в них дополнительной вторичной емкости.

Так как в составе ГС не встречены Гем и S^o, то можно заключить, что природные ГФ не содержали в своём составе таких высоких концентраций O_2, как в рассмотренных выше экспериментах, хотя Анг, в небольших количествах всё же присутствует в ГС.

Как и следовало ожидать, наиболее интенсивное формирование вторичной пористости наблюдалось в высокотемпературных экспериментах с различной концентрацией HCl в составе ГФ, которая активно реагировала с КИ с образованием угольной кислоты, частично разлагавшейся на воду и CO_2. Поэтому несмотря на то, что в составе исходного ГФ CO_2 отсутствовала, она обязательно появлялась в результате реакции кислоты с карбонатами.

Следует отметить тот факт, что в высокотемпературном эксперименте с самой высокой концентрацией HCl, равной 1N, отмечалось образование минеральной ассоциации, представленной Сид и Кт. В остальных экспериментах с более низкой концентрацией кислоты, возникал гидротермальный Хл.

В экспериментах, проводившихся в системе H_2O-CO_2, граница перехода Хл ↔ Сид + Кт лежит при более низкой температуре в интервале 315-360 ºС [123]. Следовательно, в очень кислых гидротермальных условиях ассоциация Сид+Кт сохраняет устойчивость, по крайней мере до 410 ºС (см. Таблицу 1.4).

Поскольку в ГС вторичный (гидротермальный) Хл отсутствует, а Сид и Кт, напротив, встречаются, то можно заключить, что природный ГФ, скорее всего, обладал высокой кислотностью.

Следует отметить, что, если в опытах с концентрацией HCl от 1N до 0.4N в составе осадка, присутствовали хлориды как кальция, так и железа, то при более низких концентрациях кислоты в составе ГФ, встречается только хлорид кальция. Кроме того, при самых низких содержаниях HCl в составе ГФ, равнявшихся 0.05-0.1N, среди новообразованных минеральных фаз появлялся Анг.

Следовательно, можно предположить, что Анг в составе ГС возникал на заключительном этапе гидротермальной проработки КИ кислым ГФ, когда его pH повышался с очень кислых до кислых, а, возможно, и нормальных значений. Именно он (Анг) включал в свой состав высвобождающуюся при разложении пирита серу.

Поскольку при реакции HCl с карбонатами обязательно образуется CO_2, а последняя, как было установлено в наших эксперментах, при высоких температурах (примерно 275°C и выше) начинает проявлять свойства окислителя [123], то следовало бы ожидать появления в рассматриваемой серии опытов окислов меди, никеля и хрома. Однако вместо них в составе осадка отмечается присутствие сульфидов только меди и никеля (см. Таблицу 1.4). Лишь в эксперименте с самой низкой концентрацией HCl (0,05N) появляется окись хрома и отсутствуют сульфиды меди и никеля. Из этих фактов следует, что в сильно кислой среде окислительные свойства CO_2 подавляются.

Во всех проведенных экспериментах с кислотой наблюдалось полное растворение Дл, в значительной степени – Кц, а также разложение Пи. В результате протекания этих процессов на поверхности образцов отмечалось образование вторичной пористости и её практически полное окремнение. Возникшие поры имели очень широкий диапазон вариаций их размеров – от первых микрон до десятых долей мм, причем первые, по своему объёму, значительно преобладали над последними. Из этого факта можно заключить, что в формирующихся вторичных коллекторах (ГС) будет содержаться большое количество остаточной воды, а значит содержание УВ в них будет не очень высоким. То есть формирующиеся в КИ гидротермальные силициты будут характеризоваться невысокой нефте- и газонасыщенностью, что подтверждается фактическими данными определения их коллекторских свойств [95].

Анализ результатов экспериментов, проведенных с высокотемпературным (400°C) ГФ, содержавшим в своём составе соли (NaCl и $CaCl_2$) и небольшое количество CO_2, позволил установить следующие самые общие закономерности.

В результате взаимодействия солесодержащего ГФ, в составе которого также присутствовала CO_2, с образцами КИ произошло полное растворение Дл, частичное - Кв, Кц, Пи и Ил. В результате чего сформировалась небольшая по величине вторичная пористость.

Возникли следующие гидротермальные минералы: кислый плагиоклаз, силикат кальция, волластонит, цеолиты, натриево-кальциевые карбонаты, Анк, а также окислы меди и никеля (куприт, тенорит и бунзенит).

Появление последних в составе образовавшихся фаз предполагает наличие у CO_2 в высокотемпературных условиях окислительных свойств, о чем говорилось ранее:

$$Ni^0 + 2Cu^0 + 2CO_2 = NiO + Cu_2O + 2CO, \quad (1.16)$$

$$Cu_2O + CO_2 = 2CuO + CO, \quad (1.17)$$

Следовательно, в результате протекания этих реакций происходит образование большого количества CO. Проведенный хроматографический анализ газовой фазы, образовавшейся в этих опытах, подтвердил присутствие в ней высокого содержания CO (см. Рисунок 1.16) [123].

В ГС не встречены перечисленные выше новообразованные минеральные фазы (цеолиты, плагиоклазы, волластонит, Na-Ca карбонаты), из чего можно заключить, что природные ГФ характеризовались очень низкой концентрацией солей в их составе. Поэтому приравнивать минерализацию современных пластовых вод, присутствующих в базальных юрских песчаниках, к таковой ГФ, внедрявшихся в КИ, формируя ГС, категорически нельзя. Эти ГФ, скорее всего обладали очень низкой минерализацией [23; 43; 57; 156; 158; 160; 182; 183; 201, 213; 225; 250].

Здесь следует отметить следующий важный факт, что в более низкотемпературных (295ºС) условиях в присутствии тех же солей и отсутствии CO_2 в составе ГФ, описанной выше минеральной ассоциации не возникло, как, впрочем, и других значимых изменений с исходным образцом КИ. Неожиданно также и то, что цеолиты, которые считаются довольно низкотемпературными минералами, в описанных экспериментах образовывались при высоких температурах, составлявших 410ºС. Хотя они могли появиться и в виде закалочной фазы.

Пи во всех проведенных экспериментах Пи оказался неустойчивым и разлагался, превращаясь в зависимости от температуры и состава ГФ, или в Гем, или в железосодержащие карбонаты, или, наконец, в Хл. Сера, освобождавшаяся при его разложении (не считая реакций с металлами, входившими в состав автоклава), шла на образование Анг, либо выделялась в форме S^o, либо в виде различных соединений, например, H_2S и/или COS, входила в состав ГФ.

В соответствии с полученными результатами моделирования, можно с большой долей уверенности утверждать, что природные ГФ, воздействовавшие на КИ с образованием по ним ГС, характеризовались следующими свойствами:

- они содержали в своём составе низкие концентрации кислорода;
- в случае отсутствия в составе ГФ кислых компонентов их температура не превышала 360 ºС;
- если же в них присутствовали в большом количестве кислые компоненты (HCl, HF и т.п.), то есть они являлись очень кислыми (что более вероятно), то их температура могла достигать 400 ºС и выше;
- они являлись слабоминерализованными с низким содержанием в их составе солей, так как в ГС не встречены новообразованные (гидротермальные) цеолиты, плагиоклазы, силикаты и алюмосиликаты, а также карбонаты Ca и Na;
- так как максимальная степень окремнения КИ и наибольшая величина вторичной пористости в них формируется при воздействии на них кислых ГФ, то наиболее вероятно, что природные ГФ имели кислый состав;
- на кислый состав природных ГФ указывает также слабая растворимость кварца в таких флюидах и, напротив, высокая растворимость Кц и Дл, которые полностью отсутствуют в ГС;
- при взаимодействии с кислым ГФ в составе КИ наиболее устойчивыми по отношению к нему являются Ил и Кв, а оставшиеся минералы, содержащиеся в них (полевые шпаты, Хл, Дл, Кц, Пи) выщелачиваются ими, в результате чего формируется вторичная пористость, величина которой достигает 25-30% и даже более [95];
- новообразованными минералами, входящими в состав ГС, имеющими гидротермальное происхождение, являются микрокристаллический Кв, Сид, Кт и Анг.

Следует обратить внимание на впервые обнаруженный факт, подтверждённый экспериментальным путём, что при высоких температурах (в наших экспериментах порядка 275-400 ºС) CO_2 проявляет свойства окислителя по отношению к металлам, превращаясь в CO. Однако в кислых ГФ окислительные свойства CO_2 вероятно, отчасти подавляются.

Слабое осветление поверхности КИ отмечается почти во всех проведенных экспериментах. Однако лишь в опытах с H_2O_2 наблюдается наиболее интенсивное обеление поверхности образцов КИ, поэтому остаётся допустить, что в составе природных ГФ всё же присутствует небольшое количество O_2, и/или по мере нейтрализации (увеличения величины pH) гидротермальных флюидов, присутствующая в их составе CO_2 вновь приобретает свойства окислителя.

При воздействии на КИ кислых ГФ, выделяющихся из плюмов кристаллизующихся долеритов, которые проникают в них, что наблюдается в пределах Ханты-Мансийского и Северо-Варьеганского месторождений, возникают значительные объемы углекислоты, а таккже Mg^{2+} и Ca^{2+}, которые активно взаимодействуют с этими телами долеритов, вызывая их интенсивную карбонатизацию [95]. Другая часть образовавшихся при разложении КИ летучих по зонам дробления поднимаются вверх, образуя ареолы вторичной карбонатизации в нижнеюрских отложениях.

Поэтому обширные зоны вторичной карбонатизации в базальных юрских отложениях, под которыми залегают палеозойские КИ, особенно развитые в пределах поднятий, могут свидетельствовать о том, что под ними находятся ГС, содержащие в себе УВ залежи.

Второй важный признак возможного присутствия в кровле ДК вторичных коллекторов типа ГС и не только их, имеющих тектоно-гидротермальное происхождение, вытекающий из результатов проведенных экспериментов – это наличие гидрохимической аномалии.

Но наиболее важным является третий признак ГС, позволяющий диагностировать их в разрезе доюрского комплекса – это их высокая пористость и, соответственно, очень низкая плотность, благодаря чему они легко выделяются по результатам сейсморазведочных работ по повышенной «временной» мощности, обусловленной резким снижением скорости распространения сейсмических волн в ГС по сравнению с окружающими их очень плотными, а значит и «высокоскоростными» КИ [95; 111], что более подробно будет рассмотрено в нижеследующем подразделе.

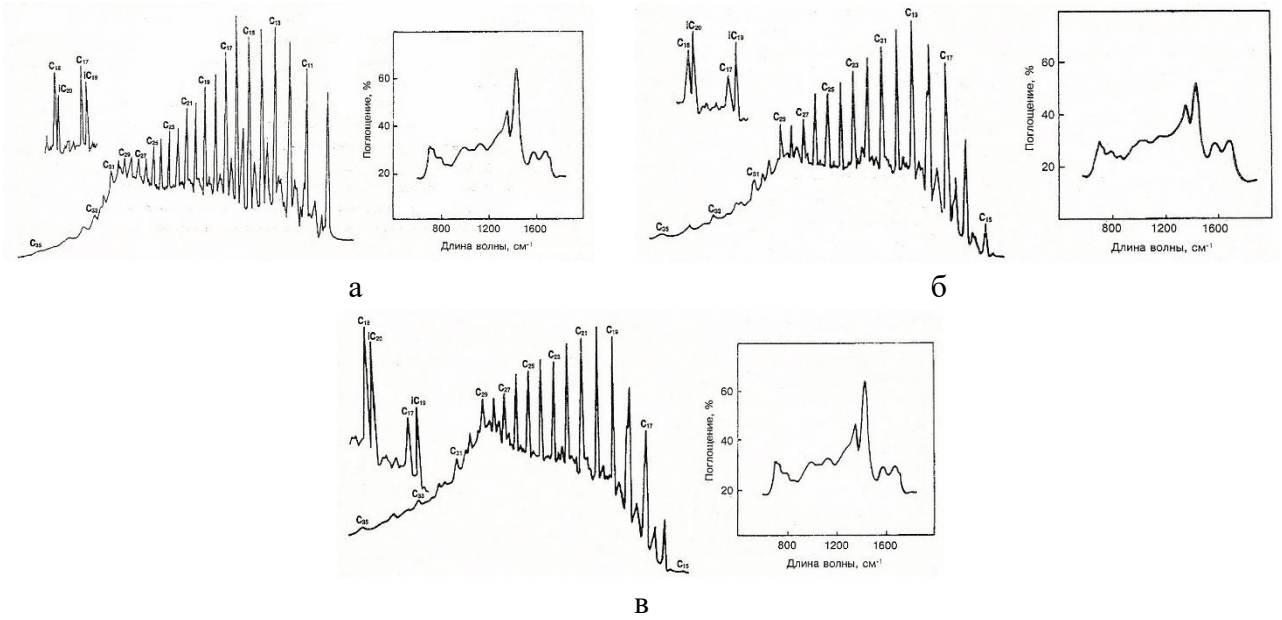
1.3. Источники углеводородов в верхней части доюрского комплекса

Для установления источников УВ, заполнивших ловушки в кровельной части ДК, были выполнены геохимические исследования нефти и спирто-бензольных (с/б) экстрактов, полученных из юрских осадков и ДК.

Так, сопоставление хроматограмм и ИК-спектров нефти и спирто-бензольных (с/б) экстрактов из среднеюрских осадков, перекрывающих ДК и из пород-коллекторов кровельной части ДК, вскрытых скв. 3550 Убинского месторождения, показало их полную идентичность (Рисунок 1.26а-в).

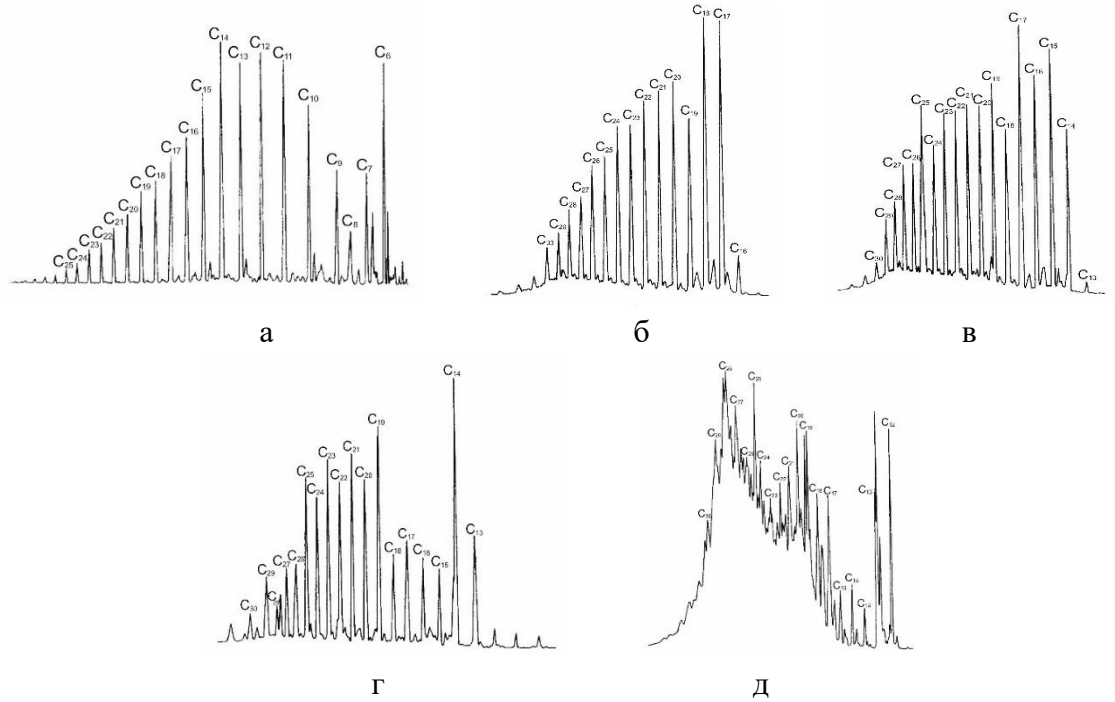
Следовательно, и юрские и доюрские коллекторы заполнены одной и той же нефтью, образовавшейся за счет рассеянного и концентрированного (в углистых прослоях) ОВ юрского возраста [95; 96; 111; 123;137].

Похожие результаты получены и при анализе хроматограмм нефти, добытой из кровельной части ДК и с/б экстрактов из нижнеюрских песчаников, ГС и даже угля, имеющего также нижнеюрский возраст, отобранных в пределах Северо-Варьёганского месторождения [95; 123]. Все они имеют типичный алкановый состав, характерный для нефти, образовавшейся из континентальной (углистой) органики (Рисунок 1.27а-г). Однако с/б экстракт из неизменённого кремнистого известняка обладает совершенно иным УВ составом – в нём преобладают нафтеново-ароматические соединения, свидетельствующие о том, что исходное ОВ, из которого они образовались, имело морскую природу (см. Рисунок 1.27д).



а б в

Рисунок 1.26 – Результаты хроматографического и ИК-спектрометрического анализов нефти из скв. 3550 (а), а также спиртобензольных экстрактов из среднеюрских продуктивных отложений (б) и кровельной части доюрского комплекса (в), вскрытых скв. 3520 Убинского месторождения (по [65; 80])



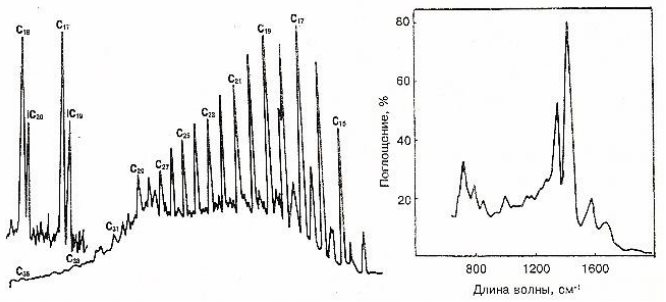
а б в г д

Рисунок 1.27 – Результаты хроматографического анализа нефти (а) и спирто-бензольных экстрактов (б-д) из нижнекарбоновых (а, б, д) и нижнеюрских (в, г) отложений Северо-Варьеганского месторождения: а – нефть из гидротермальных силицитов (скв. 2П); спиртобензольные экстракты: б – из гидротермальных силицитов (скв. 2П); в – из нижнеюрских песчаников (скв. 3П); г – из нижнеюрского угля (скв. 4П); д – из неизменных нижнекарбоновых черных кремнистых известняков (скв. 4П)

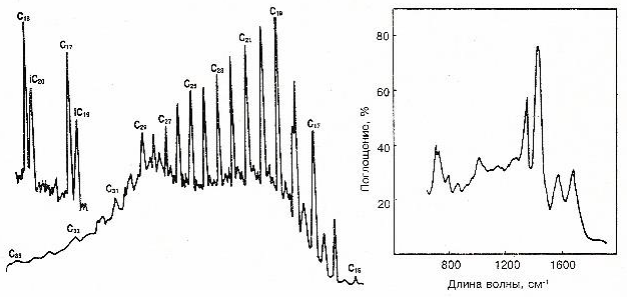
Следовательно, как и в предыдущих случаях, и в настоящем – исходное ОВ, из которого образовалась нефть, заполнившая ГС, также имеет юрский, а не палеозойский возраст [95; 96].

Наконец, сопоставление результатов хроматографического и ИК-спектрометрического анализов с/б экстрактов, полученных из верхнеюрских осадков и продуктивных кислых эффузивов Северо-Даниловского месторождения, так же свидетельствуют об их полной идентичности (Рисунок 1.28) [95; 96; 111].

Таким образом, нефти, заполняющие углеводородные залежи, сформировавшиеся в эпигенетических коллекторах под действием тектонических и гидротермальных процессов, расположенные в кровельной части ДК, имеют единый генезис с таковыми, присутствующими в перекрывающих их юрских песчано-алевритовых породах-коллекторах. Источником нефти в них послужили юрские осадки, обогащенные ОВ. Чаще всего эти породы представлены углистыми аргиллитами и/или глинистыми углями. В некоторых случаях, когда породы ДК перекрыты верхнеюрскими отложениями баженовской свиты или её лито-стратиграфическими аналогами, УВ генерируются этими морскими глинисто-кремнистыми осадками, богатыми сапропелевым ОВ.



а



б

Рисунок 1.28 – Результаты хроматографического и ИК-спектрометрического анализов спиртобензольных вытяжек из верхнеюрских отложений (а) и кровельной части доюрского комплекса (б), вскрытых скв. 6276 Северо-Даниловского месторождения

1.4. Прогноз зон распространения вторичных коллекторов в верхней части доюрского комплекса

1.4.1. Прогноз распространения перспективных участков (зон развития ГС) в КИ по результатам петрофизических исследований и данным сейсморазведки

Максимальная по величине вторичная емкость под воздействием тектоно-гидротермальных процессов формируется в известняках и в частности в КИ. Возникающая в них вторичная емкость формируется главным образом за счет разложения карбонатов и в гораздо меньшей степени в результате окисления Пи и ОВ.

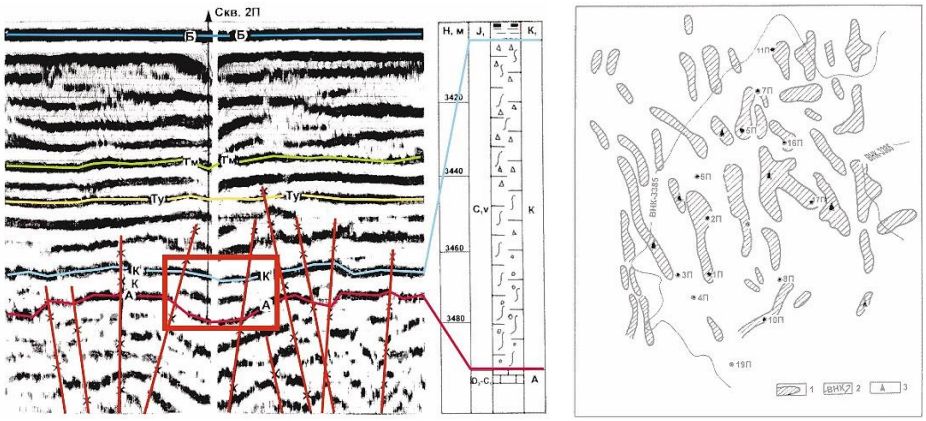
Для оценки величины вторичной пористости ($К_п^{вт}$), образующейся за счет карбонатов и окисления ОВ, предлагается следующая формула:

$$К_п^{вт} = (Мк + 2{,}7 \cdot М_{ОВ})/(1{,}08 \cdot М_{ГК} + М_К + 2{,}7 \cdot М_{ОВ}), \quad (1.18)$$

где $М_К$, $М_{ОВ}$ и $М_{ГК}$ – весовые содержания карбонатов, ОВ и суммы глинистых минералов и кремнезема, соответственно [95].

В соответствии с приведенной формулой в результате тектоно-гидротермального воздействия на КИ должна бы была сформироваться $Кп^{вт}$, достигающая 70-80%. В действительности этого не происходит вследствие уплотнения образующихся по ним высокопористых кремнистых пород из-за их низкой механической прочности. Вероятно, максимально возможная величина сохранившейся вторичной пористости для этой глубины (около 3.5 км) не превышает по данным петрофизических исследований 30-35% [95].

Сравнение динамических (акустических) свойств, не измененных КИ и образующихся в них в результате тектоно-гидротермального воздействия вторичных ГС показало, что скорость распространения волн в первых больше чем в последних в 1.4-1.6 раз. Установленный факт объясняется высокой пористостью ГС, которая в среднем составляет 20-30%, а потому низкой объемной плотностью (2.1-1.8 г/см^3) [95; 111]. Следовательно, «временная мощность» между одновозрастными отражениями, в тех участках, где развиты ГС, должна быть больше в те же 1.4-1.6 раз, чем там, где залегают неизмененные КИ [95; 111]. Действительно, скважины, вскрывшие в кровле ДК гидротермальные силициты с доказанной продуктивностью, попадают в участки с увеличенной временной мощностью между «соседними» отражающими горизонтами (А и $К^1$). Причём их мощность больше соседних участков, сложенных неизменёнными КИ, в 1.3-1.5 раз (Рисунок 1.29а). Эти участки с увеличенной «временной мощностью» легко выделяются по данным сейсморазведки ещё и потому, что образовавшиеся в этих местах ГС имеют внушительную толщину – около 60-80 м и более (см. Рисунок 1.29а).

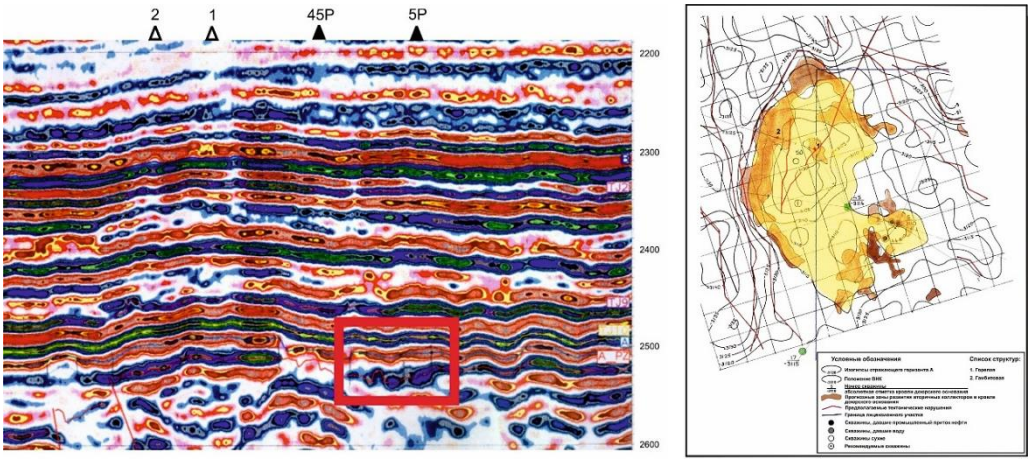


а б

Рисунок 1.29 – Сейсмовременной и литологический разрезы, проходящие через скв. 2П (а) и прогнозная схема расположения зон развития вторичных коллекторов тектоно-гидротермального происхождения для кровельной части доюрского комплекса Северо-Варьеганского месторождения (б); отражающие горизонты: А –первое (сверху) устойчивое отражение в породах фундамента: К1 – соответствует границе между кровельной частью фундамента и подошвой юрских отложений (котухтинская свита). Условные обозначения: 1 - прогнозируемые участки развития вторичных коллекторов; 2 - положение водо-нефтяного контакта; 3 - расположение проектных скважин; красным прямоугольником на сейсмовременном разрезе выделен участок прогнозируемого развития гидротермальных силицитов

Выделение по данным сейсморазведки описанных выше участков с увеличенной «временной мощностью» позволило построить прогнозную карту перспектив нефтегазоносности кровельной части ДК в пределах Северо-Варьёганского месторождения (Рисунок 1.29б) [95; 111].

По такой же методике, используя результаты сейсморазведочных работ, построена карта перспектив нефтегазоносности кровельной части ДК в пределах Ханты-Мансийского месторождения (Рисунок 1.30). Единственным существенным отличием при обработке сейсмических данных в пределах обсуждаемого месторождения, является сравнительно небольшое увеличение «временной мощности» между одновозрастными отражениями в пределах развития ГС (см. Рисунок 1.30а). Этот факт может быть объяснён двумя основными причинами. Во-первых, не очень высокой пористостью сформировавшихся в кровельной части ДК этого месторождения ГС, а, следовательно, не такими большими различиями в скорости распространения сейсмических волн в ГС и исходных КИ. Во-вторых, меньшей толщиной собственно самих образовавшихся ГС (порядка 30-50 м), по сравнению с таковой в пределах рассмотренного выше Северо-Варьёганского месторождения.



а б

Рисунок 1.30 – Сейсмовременной разрез, проходящий через скв. 5Р (а) и прогнозная схема расположения зон развития вторичных коллекторов тектоно-гидротермального происхождения в кровельной части доюрского комплекса Ханты-Мансийского месторождения (б); отражающие горизонты: А – граница между подошвой юрских отложений и кровлей фундамента; A_PZ - первое (сверху) устойчивое отражение в породах фундамента; красным прямоугольником выделен участок развития вторичных коллекторов тектоно-гидротермального происхождения

Как и в предыдущем случае, на основе выделения зон с увеличенной «временной мощностью», построена прогнозная карта перспектив нефтегазоносности кровельной части ДК Ханты-Мансийского месторождения (см. Рисунок 1.30б).

Интенсивность гидротермального воздействия и толщина образующихся ГС объясняется в значительной мере степенью изоляции КИ, на которые воздействовал эндогенный высокоэнтальпийный флюид, от проницаемых юрских горизонтов. В случае, если в месте дробления на породах ДК залегают юрские песчаники, гидротермы разгружаются в эти песчаники, формируя в них дополнительную емкость. Возникают высокопористые «гидротермальные» песчаники – самостоятельный поисковый объект на нефть и газ. Низкопроницаемые палеозойские сланцы и известняки в этом случае практически не прорабатываются гидротермальными флюидами – образуются узкие зоны ГС непосредственно в зонах дробления.

Проведем оценку геологических ресурсов УВ, присутствующих в выделенных перспективных участках Северо-Варьеганского месторождения на примере такового, в пределах которого пробурены скв. 1П и 2П (см. Рисунок 1.29). Его площадь составляет порядка $4 \cdot 10^6$ м^2. Мощность ГС примем равной 20 м, тогда их объем составит $8 \cdot 10^7$ м^3. Среднюю пористость ГС примем равной 16%, тогда объем пор в них - $12{,}8 \cdot 10^6$ м^3. Из-за очень мелкого размера пор, присутствующих в ГС, они характеризуются высокой остаточной водонасыщенностью, составляющей в среднем около 50%, поэтому эффективная пористость, которая может быть заполнена УВ, будет равна $6{,}4 \cdot 10^6$ м^3. Поры в ГС заполнены конденсатом, поэтому для оценочных расчетов примем его плотность равной 700 кг/м^3. Тогда оценочные геологические ресурсы в пределах выделенного прогнозного перспективного участка, в пределах которого пробурены скв. 1П и 2П Северо-Варьеганского месторождения (см. Рисунок 1.29), составят порядка 4,5 млн. тонн конденсата.

Рассмотрим более подробно сам механизм формирования вторичных коллекторов в КИ и возникновения в них углеводородных залежей.

Проникающие в КИ по зонам тектонического дробления ГФ вызывают в них флюидоразрыв вследствие вскипания поровой воды и разложения карбонатов с образованием газо- и парообразных фаз, представленных водой и углекислым газом. Эти процессы приводят к возникновению дополнительной вторичной емкости, представленной порами, трещинами и микрокавернами.

Установлено, что кислые ГФ, имеющие даже сравнительно невысокую температуру, составляющую всего около 200 ºС (в изохорических условиях) при содержании карбонатов в количестве всего 3 % является достаточным, для возникновения давления, превышающего литостатическое ($P_{лит}$), при условии их полного разложения, а при температуре флюидов около 370 ºС уже 1 % их концентрации вполне достаточно, чтобы вызвать разрушение исходной породы (Рисунок 1.31). Очевидно, что при разложении карбонатов и расширении поровой воды, содержащейся в КИ под действием кислых ГФ, возникающее поровое давление во много раз превышает $P_{лит}$, из-за чего происходит флюидоразрыв этих пород. Образовавшаяся углекислота с гидротермами поднимается вверх до проницаемых пластов в юрской толще, формируя в них аномальные гидрокарбонат-натровые воды и отлагая аутигенные карбонаты в порах юрских пород. Однако в пределах Северо-Варьеганского месторождения произошла интенсивная карбонатизация не только юрских пород, но и долеритов, внедрившихся в КИ и вызвавших тектоно-гидротермальное воздействие на них [95].

После окончания внедрения гидротерм в КИ и формирования в них ГС, образовавшиеся ГС охлаждаются (напоминаем, что рассматриваются изохорические условия), и при некоторой температуре поровое давление падает ниже гидростатического ($P_{гидр}$). Возникает депрессионная зона, в которую устремляются флюиды из ближайших проницаемых горизонтов (в рассматриваемом случае из юрских). При условии, если поровое давление CO_2 после гидротермального воздействия равнялось $P_{лит}$, а температура достигала, например, 300 ºС (точка А на Рисунке 1.31), то при охлаждении ГС до 130 ºС поровое давление упадет до $P_{гидр}$ и при дальнейшем охлаждении возникнет депрессия. Интересно, что если поры пород заполнены не CO_2, а водой, то при тех же начальных условиях при остывании пород $P_{гидр}$ будет достигнуто уже при температуре 260 ºС (точка Б на Рисунке 1.31). При падении температуры до 240 ºС вода вскипит и сформируется депрессионная зона (точка В на Рисунке 1.31).

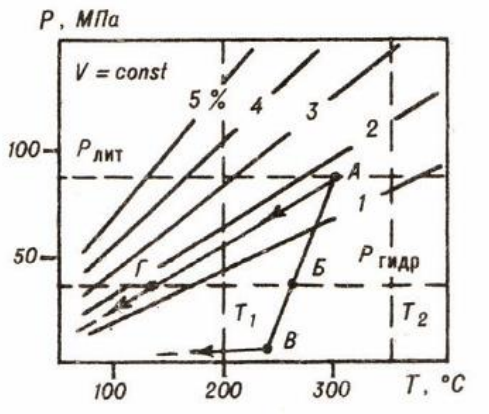


Рисунок 1.31 – P-T диаграмма для определения давления, возникающего вследствие разложения карбонатов под действием кислых гидротерм и оценки величины депрессии, формирующейся из-за последующего охлаждения поровых флюидов. Шифр прямых – исходное процентное содержание карбонатов; $P_{лит}$ и $P_{гидр}$ - расчетные литостатическое и гидростатическое давление (на глубине 3500 м); T_1 и T_2 – предполагаемые минимальная и максимальная температуры ГФ; линия А-Г описывает уменьшение порового давления по мере охлаждения CO_2; линия А-Б-В характеризует уменьшение порового давления по мере охлаждения водного флюида (в точке В происходит вскипание воды)

Поскольку реальный поровый флюид содержит и CO_2, и H_2O (одновременно), то в действительности при выбранных начальных условиях в зависимости от их соотношения момент возникновения депрессии может лежать в интервале температур 130-260 ^oC (см. Рисунок 1.31).

После заполнения депрессионной зоны в ГС поровыми флюидами из юрской толщи, представленными водой и нафтидами, и их последующего гравитационного расслоения, формируется углеводородная залежь.

Некоторое время после возникновения УВ залежи депрессия сохраняется, однако впоследствии из-за недостаточной механической прочности высокопористых ГС продолжается их дальнейшее уплотнение и сжатие порового флюида. Вследствие протекания этого процесса часть $P_{лит}$ передается поровому флюиду и в залежи возникает аномально высокое пластовое давление. Например, коэффициент аномальности в Северо-Варьеганской залежи по результатам опробования скв. 2П составляет 1,18 [95].

1.4.2. Общие закономерности образования эпигенетических коллекторов и залежей нефти в верхней части доюрского комплекса

Полученные результаты комплексных литолого-петрофизических, геохимических, а также данные экспериментальных гидротермальных исследований позволяют реконструировать процесс формирования вторичных коллекторов в кровельной части ДК. Он представляется следующим образом.

В результате подъёма из верхней мантии крупного магматического тела (назовём его условно мегабатолитом) над ним формируется тектонически напряженная зона, в которой на определённом этапе его вздымания происходит дробление пород и формируется зона трещиноватости.

Вследствие падения давления, растворённые в батолите газы и вода выделяются в виде отдельной фазы (назовём её высокоэнтальпийным флюидом или сокращенно ВФ) которая устремляется вверх по возникшим в перекрывающих батолит породах трещинам. Если породы

ДК перекрыты достаточно пластичными низко проницаемыми осадками, например, глинами (аргиллитами), включая углистые разновидности, то зона трещиноватости, распространяющаяся от батолита вверх, заканчивается, главным образом, в кровельной части ДК, незначительно проникая в пластичный флюидоупор и проявляясь в нём лишь в виде многочисленных поверхностей и зеркал скольжения. Отделившийся от мегабатолита ВФ интенсивно прогревает образовавшуюся трещиноватую зону и вмещающие её породы, вследствие чего присутствующая в порах этих пород вода мобилизуется и, смешавшись с этим ВФ, превращается в агрессивный гидротермальный раствор, находящийся, скорее всего, в надкритическом состоянии. Именно этот раствор или флюид, наряду с возникшей тектонической трещиноватостью, растворяя, окисляя и гидролизуя неустойчивые в этих термодинамических условиях компоненты, слагающие ДК, приводит к формированию вторичных коллекторов (обычно трещинно-кавернозного или трещинно-порово-кавернозного типов) в его кровельной части. Проникая в перекрывающие ДК породы юрского возраста, особенно, содержащие повышенную концентрацию ОВ (например, угли или углистые аргиллиты) ВФ вызывает термодеструкцию органики, вследствие чего происходит интенсивная генерация нафтидов. В процессе охлаждения пород и наполняющих их поровое пространство флюидов, в этой части ДК, образуется депрессионная зона, в которую поступают возникшие в результате гидротермального воздействия УВ, заполняя собой образовавшийся эпигенетический коллектор.

Таким образом, тектоно-гидротермальные процессы приводят к практически одновременному образованию и вторичных коллекторов, и нефти, которая заполняет их поровое пространство [95; 111].

Исходя из установленного механизма формирования вторичных коллекторов в кровельной части ДК, предлагаются следующие основные критерии для их поисков:

1) Породы ДК должны иметь определённый вещественный состав, благодаря особым свойствам которого они могут в результате тектоно-гидротермального воздействия превращаться в коллекторы.

2) Над породами ДК должен присутствовать надёжный флюидоупор, способный противостоять эмиграции УВ, наполнивших образовавшиеся в них залежи;

3) Необходим источник УВ, которым обычно служат перекрывающие сформировавшийся эпигенетический коллектор, базальные юрские глинистые отложения, содержащие повышенные концентрации ОВ, включая прослойки углей; не исключается также присутствие УВ, поступавших вместе с гидротермами.

4) На сейсмических разрезах сформировавшиеся коллекторы тектоно-гидротермального происхождения благодаря появлению в них вторичной пористости, характеризуются пониженной плотностью, что приводит к увеличению их временной «мощности», что, в свою очередь, является поисковым признаком при их прогнозе.

Используя перечисленные выше критерии, а также установленные с помощью гидротермального моделирования особенности механизма формирования, литологического состава и петрофизических свойств пород-коллекторов в ДК, на первом этапе поисков в них УВ залежей, следует использовать наиболее дешевые дистанционные методы, например, результаты гравио- и магниторазведки. Из-за их повышенной пористости, окисления и частичного выноса железосодержащих минералов гидротермальными флюидами, участки с развитием вторичных коллекторов обсуждаемого типа должны выделяться в виде отрицательных аномалий.

Если тектоно-гидротермальные процессы протекали сравнительно недавно, то возможно частичное сохранение температурных аномалий в пределах развития описываемых вторичных коллекторов, по наличию которых можно попытаться выделить площади их распространения.

Обнаружение осветленых пород в нижней части осадочного чехла также может свидетельствовать о присутсвии тектонического и гидротермального воздействия на приповерхностную часть ДК, а также на вполне вероятную его нефтеносность.

При наличии результатов сейсморазведки следует построить карту с выделенными зонами развития увеличенных временных мощностей между двумя соседними сейсмоотражающими горизонтами: первым – отвечающим границе между кровлей фундамента и подошвой юрских отложений и вторым - «подстилающим» его однофазным отражением в кровельной части фундамента [95; 111].

Если имеются сведения о составе пород, слагающих ДК, то необходимо выделить на анализируемой площади участки, сложенные породами, в которых возможно образование вторичных коллекторов различного типа. Эти породы можно назвать потенциально продуктивными породами (ППП) [95; 111]. К ним относятся следующие типы пород: различные разновидности карбонатов (известняки, включая их кремнистые разновидности, доломиты), кремнистые породы (метапесчаники, кварцитопесчаники, различные типы кремнистых сланцев, кварциты и т.п.), магматические породы кислого и переходного между кислым и средним составами (граниты, липариты, грано-диориты и т.п.). То есть необходимо построить карту вещественного состава пород ДК и выделить среди них ППП.

По данным геофизических исследований скважин (ГИС) и/или результатам исследования керна построить карту мощности флюидоупора, перекрывающего породы ДК, представленного чаще всего глинами (аргиллитами) различного состава.

Источником или источниками УВ чаще всего являются юрские глинистые отложения, обогащенные континентальным и/или морским ОВ, которые однозначно выделяются по данным ГИС и которые также часто являются флюидоупорами для образующихся в породах ДК углеводородных залежей.

Конечно, наиболее надёжными признаками нефтегазоносности пород ДК являются прямые признаки, такие как нефтенасыщенный керн из кровельной части ДК или притоки нефти и/или газа из этих пород. В пределах локальных участков с уже доказанной нефтеносностью кровельной части ДК и при наличии гидродинамической связи с юрскими продуктивными пластами, возможно существование единой УВ залежи, в этом случае положение ВНК и границы его внешнего контура можно определить по данным ГИС, полученным в терригенном юрском коллекторе.

Для выделения продуктивных интервалов в кровле фундамента и оценки их характера насыщения по данным ГИС необходимо разработать соответствующие методики на основе детальных исследований литолого-петрофизических свойств различных типов пород, входящих в состав фундамента [111].

Используя предложенные выше критерии, можно провести дифференцирование той или иной территории на площади различных категорий по их перспективности. Для этого необходимо совместить построенные карты вещественного состава пород ДК, пластовых температур, отрицательных аномалий гравио- и магниторазведки, нефтепроявлений, увеличенных мощностей в кровле ДК (по данным сейсморазведки) и т.д. Площади, в пределах которых окажется максимальное количество совпадающих положительных признаков (критериев) нефтегазоносности можно отнести к землям первой категории. Остальные

территории по категориям перспективности расположатся в порядке уменьшения количества совпадений в их пределах, выделенных выше признаков (критериев) [95; 96].

УВ залежи, которые будут обнаружены на основе предложенных критериев, скорее всего, будут иметь небольшие размеры (обусловленные, главным образом, величиной зон тектонического дробления и наложенной гидротермальной проработки) и упруго-замкнутый режим, а в тех случаях, когда на них непосредственно залегают базальные юрские песчаники, могут иметь общий с ними ВНК. Очевидно, что, прежде чем бурить скважины, на этот нетрадиционный объект, необходимо провести хотя бы приблизительную оценку извлекаемых запасов и исходя из этого решить, на сколько экономически целесообразно осуществлять бурение разведочных скважин.

ГЛАВА 2. ТЕКТОНО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ В ГРАНУЛЯРНЫХ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ

2.1. Факты гидротермального преобразования гранулярных коллекторов в юрских отложениях

В предыдущем разделе рассматривался ряд примеров с участием тектонических и гидротермальных процессов, в результате которых происходило образование эпигенетичных (вторичных) коллекторов и залежей УВ в породах верхней части ДК. На основе полученных данных было предположено, что обсуждаемые процессы, как правило, протекали недавно (если учитывать масштаб геологического времени). Эти процессы, вероятнее всего, происходили в кайнозойское время, причём, вполне вероятно, что они наблюдались в позднем кайнозое. Этот факт может найти подтверждение в том, что в описываемых зонах зачастую сохранились, как повышенные значения пластовых температур, так и заметно повышенная эпигенетическая (вторичная) пористость. Следует обратить внимание, что эти факты отмечаются на большой глубине. Примером может служить Северо-Варьёганское месторождение, на котором, на глубине порядка 3500 м, значение пористости достигает 25-30 % [95; 111]. Такие высокие значения пористости не смогли бы остаться неизменными в течение многих десятков млн. лет. Кроме того, было установлено, что гидротермальные флюиды (ГФ) воздействовали и на подошвенные юрские отложения, в результате чего в них образовались осветленные и окремненные участки.

Причем осветленные участки пород особенно отчетливо проявлялись в углистых аргиллитах.

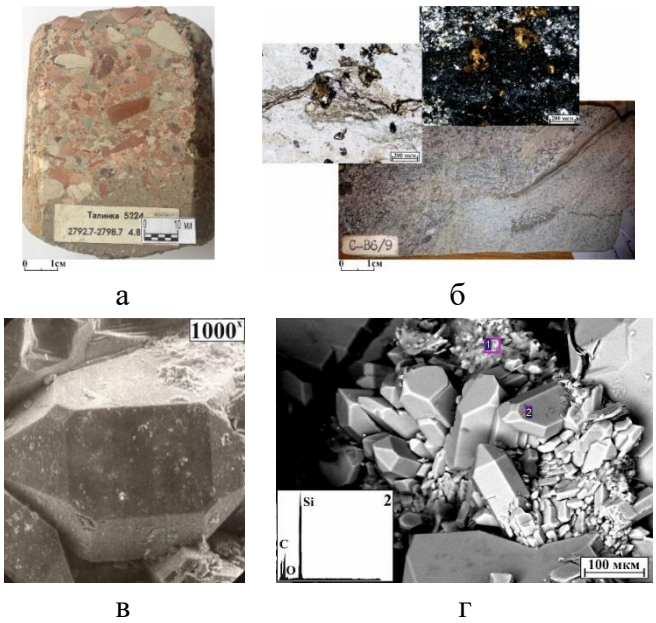
Предваряя начало изложения фактического материала, с целью упрощения его понимания, сделаем некоторые пояснения и формализуем используемые ниже термины. Высокоэнтальпийные флюиды (ВФ) – это высокотемпературная (вероятно, >1000 ºС) смесь отделяющихся от магматического тела газов и паров воды, находящихся в надкритическом состоянии. По мере их движения по трещинам вверх они взаимодействуют с вмещающими их породами, вовлекая в свой состав, в первую очередь, поровую воду, содержащуюся в них, вследствие чего формируются гидротермальные флюиды (ГФ).

Для обозначения всех производных органического вещества (нефть, битумы, гетеросоединения), будем использовать термин нафтиды.

При прочих равных условиях, максимально интенсивным изменениям под действием ВФ, отделяющихся от магматического тела, и мобилизованных ими из окружающих пород поровых вод, подвергаются самые нижние (базальные) отложения, залегающие непосредственно на породах фундамента. Именно базальные юрские отложения первыми испытывают воздействие этих агрессивных флюидов.

Если базальные отложения представлены слабопроницаемыми породами типа фангломератов или осадками, в составе которых преобладают глинисто-алевритовые частицы и ОВ, то под действием образовавшихся ГФ происходит их осветление и окремнение (Рисунок 2.1а, б). Действительно, судя по цвету обломков, входящих в состав фангломерата (Талинская площадь, J_1), можно бы было предположить, что в нём, наряду с зёрнами кварца, присутствуют, как минимум, микроклин (обломки мясо-красного цвета) и амазонит (зёрна серо-зелёного цвета). Однако на самом деле, как показали результаты анализов, абсолютно все обломочные зёрна,

независимо от их цвета и формы, а также и цемент, имеют чисто кварцевый состав (см. Рисунок 2.1а).



а б

в г

Рисунок 2.1 – Фотографии окремненных образцов полноразмерного керна, (а, б) и снимки РЭМ регенерированного зерна (в), а также новообразованных кристаллов кварца (г), нижняя юра; на вставке (б) приведены фотографии петрографических шлифов кремнистого аргиллизита, снятые без (слева) и с (справа) анализатором

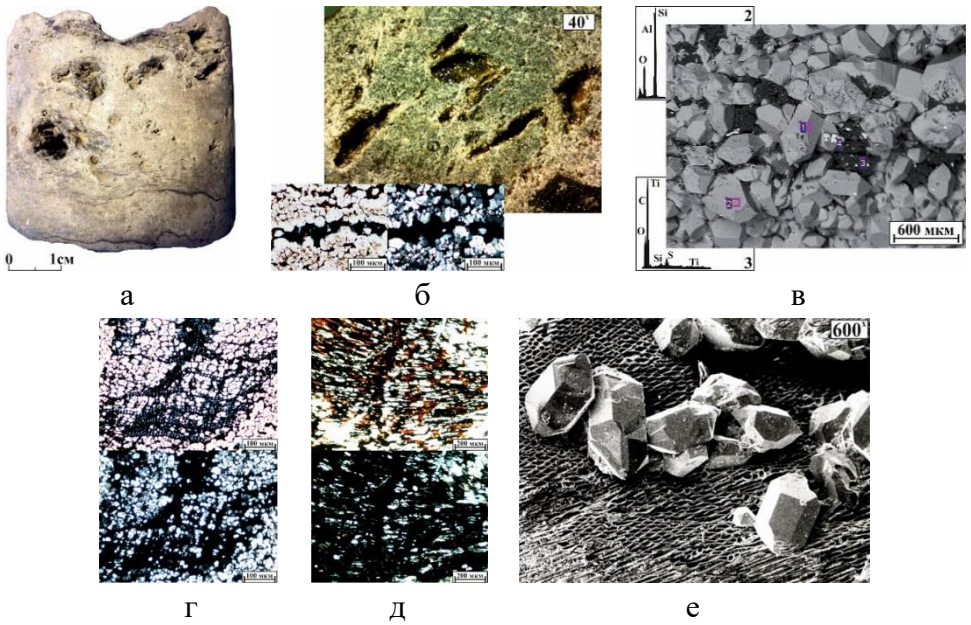
Базальные отложения котухтинской свиты (Северо-Варьёганское месторождение, J_1), представленные глинисто-алевритовыми отложениями с большим или меньшим содержанием углефицированного растительного детрита, в той или иной степени осветляются под действием ГФ и, несмотря на «глинистый» облик и массу поверхностей и «зеркал» скольжения, характерных именно для глинистых отложений, имеют преимущественно кварцевый состав (Рисунок 2.1б). Содержание кварца в этих породах достигает 80-85 %, а остальные минералы представлены Кт и/или диккитом (10-12 %), Ил (6-8 %) и Сид (4-6 %), в состав которого, по результатам элементного анализа, кроме Fe входят Ca, Mg и иногда Mn (см. Рисунок 2.1б, вставка с фотографиями петрографического шлифа).

В результате взаимодействия ГФ с низкопористыми базальными отложениями, в которых, преобладают очень мелкие поры, из-за отсутствия сколько-нибудь значительного межзернового пространства происходит гидротермальный метасоматоз пород без образования огранённых кристаллов кварца (см. Рисунок 2.1а, б).

Если те же флюиды проникают в пористые песчаные или песчано-гравелитовые базальные отложения, то выщелоченный ими из окружающих их пород кремнезём, отлагается в порах на поверхности обломков Кв, практически полностью восстанавливая их кристаллическую огранку (Рисунок. 2.1в), либо входит в состав новообразованных мелких кристаллов Кв и их агрегатов (Рисунок 2.1г).

Породы, состоящие почти полностью из микрокристаллического Кв, были встречены не только в нижнеюрских осадках кровельной части ДК. Эта микрокристаллическая разновидность кварцевых пород встречается также и в составе пласта $Ю_1^0$ (верхняя юра) в пределах Ахтамарского и Грибного месторождений. В них отмечаются многочисленные каверны и

полости, поверхность которых покрыта прекрасно огранёнными кристаллами кварца (Рисунок 2.2а, б).



а б в

г д е

Рисунок 2.2 – Фотографии полноразмерного образца «псевдокварцита» (а) и его увеличенный фрагмент (б), петрографических шлифов, прокрашенных голубой (врезка (б, г) и красной (д) смолой, изготовленных из «псевдокварцитов» и снимки РЭМ их поверхности (в, е)
а-г – Грибное; д-е – Ахтамарское месторождения, верхняя юра, пласт $ЮВ_1^0$; петрографические шлифы сняты без (вверху) и с (внизу) анализатором

Основная часть пор и микропустот занята темно-бурым, почти чёрным сильно термически преобразованным Бит (см. Рисунок 2.2б). Лишь в наиболее крупных пустотах присутствует открытая ёмкость, прокрасившаяся голубой (Рисунок 2.2б (врезка), 2.2г или красной – 2.2д) смолой. В рассматриваемых кварцитоподобных породах, условно названных нами «псевдокварцитами» иногда присутствуют углефицированные остатки растительного детрита с сохранившейся клеточной микроструктурой (Рисунок 2.2г, д), на которых часто располагаются эпигенетические прекрасно огранённые кристаллы Кв (Рисунок 2.2е). Здесь же встречаются псевдоморфозы Пи по растительным остаткам.

В тех случаях, когда юрские отложения представлены достаточно высокопроницаемыми, например, песчаными отложениями, то, как уже отмечалось выше, ВФ легко проникают в них, смешиваются с поровыми водами и дают начало ГФ. В этом случае наблюдается интенсивное выщелачивание неустойчивых в этих условиях обломков минералов и пород кислыми ГФ (Рисунок 2.3).

В первую очередь, растворяются темноцветные минералы и плагиоклазы (см. Рисунок 2.3). Причём, в том случае, когда зёрна плагиоклазов имеют неоднородный состав, например, если их внешняя часть обогащена альбитовым миналом, то сохраняется альбитовая оболочка, а центральная, более богатая анортитовым компонентом часть, интенсивно выщелачивается и возникает дополнительная (вторичная) эпигенетическая ёмкость, которая прокрашивается смолой, в рассматриваемом случае, имеющей красный цвет (см. Рисунок 2.3а).

Если обломки плагиоклазов или щелочных полевых шпатов представляли собой продукты распада твёрдых растворов (одна из которых присутствовала в другой в виде пертитов) на две фазы, например, плагиоклазы - на более основные (имеющие преимущественно кальциевый

состав) и более кислые (обладающие натриевым составом), а щелочные – на калиевую (ортоклаз) и натровую (альбит), то менее устойчивая фаза выщелачивалась, а более устойчивая сохранялась. В результате такого избирательного растворения неустойчивых фаз возникали пористые субпараллельно ориентированные «скелетные» образования, имеющие в случае выщелачивания анортитовой компоненты преимущественно альбитовый состав (Рисунок 2.3б), а если растворялись пертиты, сложенные альбитом, то сохранялась более устойчивая ортоклазовая часть исходных зёрен щелочных полевых шпатов (см. Рисунок 2.3в).

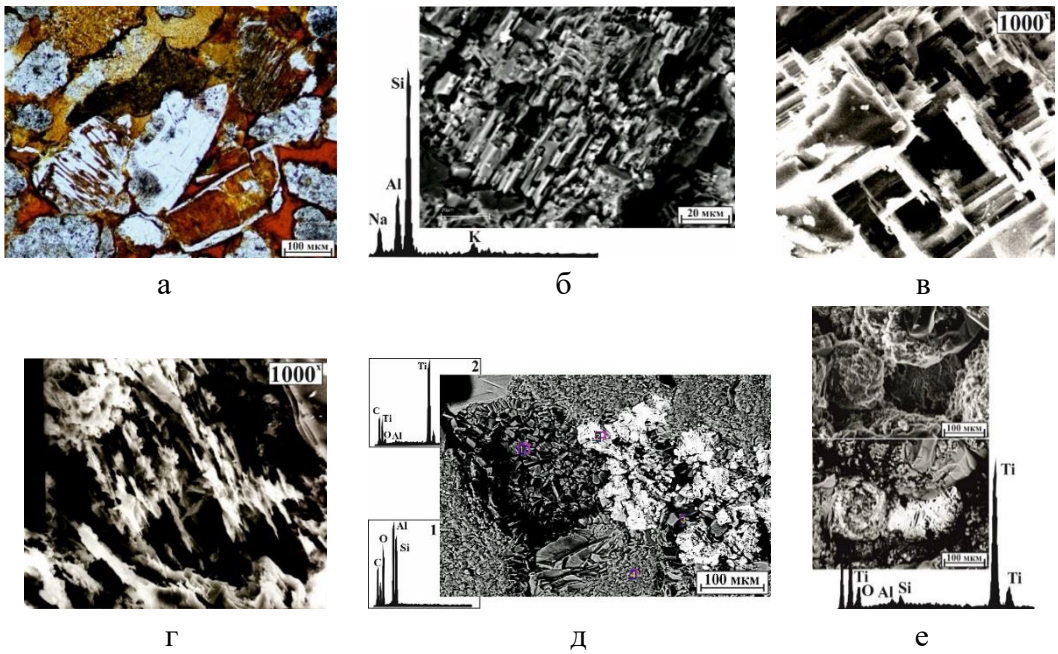
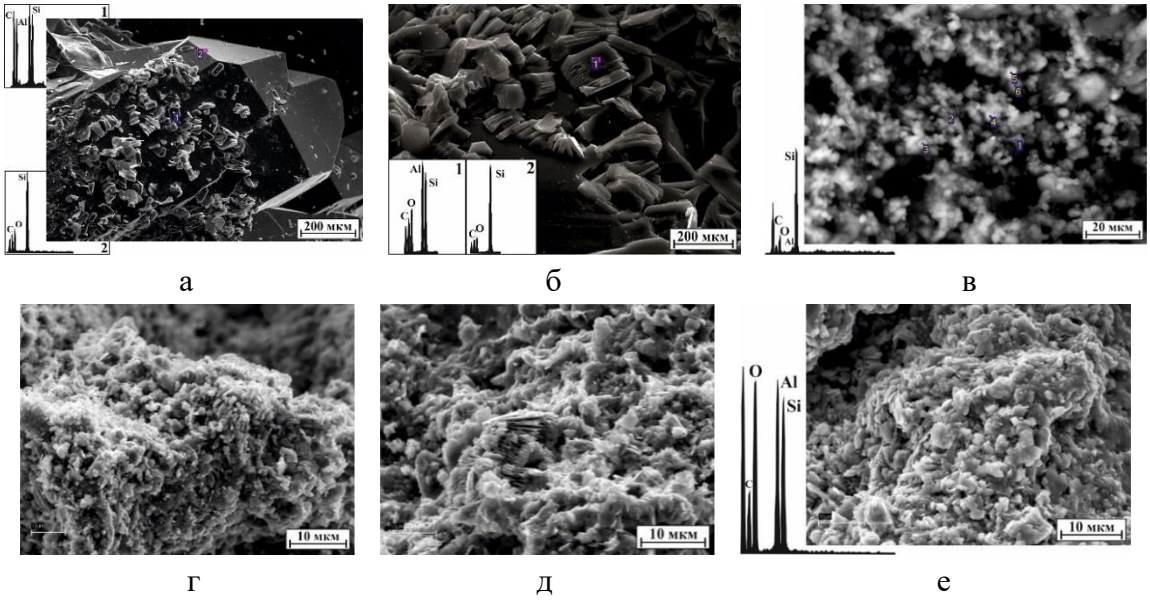


Рисунок 2.3 – Фотография прокрашенного красной смолой петрографического шлифа (а) и снимки РЭМ (б-е) выщелоченных гидротермальными растворами обломков различных минералов, входящих в состав юрских отложений
а, б, д, е – Красноленинское, в, г – Узбекское месторождения

Тёмноцветные слюды (биотит, флогопит), хлорит также являются неустойчивыми в этих условиях и интенсивно выщелачиваются, замещаясь Ил или мусковитом (см. Рисунок 2.3г).

Кроме кварца, в присутствии очень кислых ГФ, устойчивым является также окисел титана (рутил). Он присутствует либо в виде агрегатов, имеющих мелкокристаллическое строение, образовавшихся в результате инконгруэнтного растворения гидротермами титансодержащих минералов, например, сфена (см. Рисунок 2.3 д), либо в виде «скелетных» зёрен ильменита или титаномагнетита, представлявших собой продукт распада твёрдого раствора, состоявшего из пертитов, представленных окислами титана и железа. Своеобразная структура этих зёрен возникла вследствие растворения ГФ только тех пертитов, которые были сложены окислами железа, а пертиты, состоящие из окислов титана, которые остались в исходном состоянии (см. Рисунок 2.3е).

Первоначально ГФ насыщается кремнезёмом, затем он начинает охлаждаться в результате чего он начинает первым кристаллизоваться из ГФ в форме эпигенетического (гидротермального) Кв (см. Рисунки 2.1в, г и 2.4а). Затем происходит кристаллизация каолинита и/или диккита, агрегаты которых обычно отмечаются на поверхности Кв (см. Рисунок 2.4а). Часто все эти минералы одновременно образуются из ГФ, что приводит к тому, что агрегаты диккита и/или Кт частично захватываются растущими гранями Кв (см. Рисунок 2.4б).



а б в

г д е

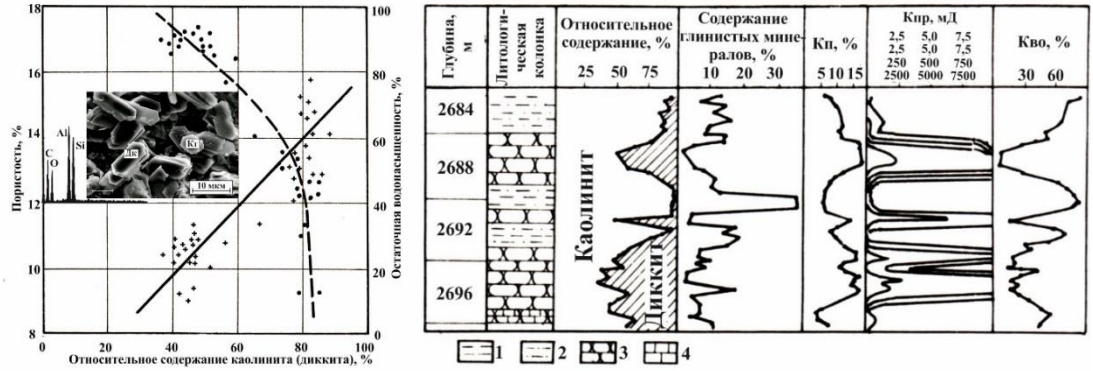
Рисунок 2.4 – Снимки РЭМ кристаллов кварца с расположенными на их поверхности агрегатами каолинита и диккита (а, б), микроголулярным кварцем (в) и аргиллизированными обломочными зернами (г-е), отложения юрского возраста
а-в – Красноленинское, г-е – Славинское месторождения

В тех случаях, когда происходит быстрое охлаждения ГФ, сопровождающееся резким падением порового давления, например, вследствие возникновения трещин, флюид становится пересыщенным кремнезёмом, который по кинетическим причинам не имеет возможности образовать кристаллы и выделяется из пересыщенного флюида в форме микроглобул (см. Рисунок 2.4в). Описанный тип микроглобулярного кремнезёма в процессе макроописания таких образцов ошибочно относят к поровому диккиту или Кт.

Рассмотрим каким изменениям подвержены обломочные зерна, магматических пород, состоящие из минералов и вулканического стекла, неустойчивых к воздействию кислых гидротерм? ГФ, воздействующие на эти зерна, вызывают формирование аргиллизитов, сложенных в основном Ил и Кт с примесью микрокристаллических альбита и Кв (см. Рисунок 2.4г-е). Описываемые аргиллизиты характеризуются большим содержанием очень мелких пустот, из-за чего образцы, в которых отмечается большое количество аргиллизированных обломочных зерен, отличаются от обычных обломков высоким содержанием остаточной воды.

Кислые ГФ, характеризующиеся высокой температурой и низкой минерализацией, активно выщелачивают и растворяют неустойчивые в этих условиях минералы и породы, в результате чего в них образуется эпигенетичная (вторичная) пустотность, из-за чего в них происходит заметное улучшение их фильтрационно-ёмкостных свойств (ФЕС) [43; 57; 115]. Используем в виде подтверждения вышесказанному нижнеюрские продуктивные пласты Талинского месторождения ($ЮК_{10-11}$).

Установлено, что, существуют прямопропорциональные связи, установленные для этих продуктивных пластов между относительным содержанием в глинистом цементе диккита и Кт гидротермального происхождения, с одной стороны, и значениями их пористости, с другой стороны (Рисунок 2.5а) [57]. Наоборот, установлена обратно пропорциональная связь между относительным содержанием тех же глинистых минералов в образцах и содержанием в них связанной воды или остаточной водонасыщенности (см. Рисунок 2.5а).



а б

Рисунок 2.5 – Зависимости величин пористости (+) и остаточной водонасыщенности (.) образцов от относительного содержания каолинита и/или диккита в составе глинистого цемента (а) и литолого-петрофизический разрез по скв. 5269 Талинской площади (б), нижняя юра, пласт $ЮК_{10}$

В случае разделения общего содержания Кт и диккита в составе глинистого цемента на вклад каждого из них, то обнаруживается существование более явной связи этой зависимости именно с относительным вкладом диккита в составе глинистого цемента, то есть – с ростом его доли увеличиваются ФЕС этих пластов (см. Рисунок 2.5б) [57].

Логично предположить, что чем выше проницаемость пород и чем раньше в них поступают ГФ, тем более интенсивные преобразования они претерпевают. И напротив, чем ниже проницаемость пород и чем позднее в них проникают гидротермы, тем слабее они преобразуются под их действием. Это предположение легко проверить, сравнив, с одной стороны, минеральный состав песчано-гравийных отложений, а с другой, во-первых, глинистых прослоев, присутствующих в них и, во-вторых, перекрывающих их среднеюрских песчаников (Таблица 2.1).

Допуская, что во время отложения песчано-гравийных отложений и входящих в их состав глинистых прослоев были одни и те же источники поступления осадочного материала, при условии отсутствия избирательного воздействия на них гидротем, можно было бы ожидать, что соотношение обломков кварца и полевых шпатов, а также вклады отдельных глинистых минералов в суммарную глинистость должны быть одинаковы и в песчаниках и глинах. Однако, на самом деле, выявлены резкие отличия этих параметров. Так относительное содержание Кт (диккита) в песчано-гравийных отложениях в 2 раза выше, чем в глинистых, а отношение кварца к сумме полевых шпатов в первых почти в 4 раза больше, чем во вторых (см. Таблицу 2.1).

Различия в тех же параметрах между базальными песчано-гравийными и залегающими выше песчано-алевритовыми отложениями также весьма значительны. Так доля Кт в перекрывающих осадках (диккит в них полностью отсутствует) в составе глинистых минералов в 1.7 раза меньше чем в базальных отложениях, а отношение кварца к сумме полевых шпатов, меньше в 21 раз! (см. Таблицу 2.1).

ФЕС базальных и перекрывающих их отложений также заметно отличаются. Например, остаточная водонасыщенность в первых в два раза меньше, чем во вторых. Но особенно это справедливо по отношению к проницаемости, интервал изменения которой в первых более чем на два порядка выше, чем во вторых (см. Таблицу 2.1).

Таким образом, на примере рассмотренных отложений хорошо видно влияние ГФ, как на минеральный состав обломочной и цементирующей (глинистой) частей рассмотренных отложений, так и на их коллекторские свойства.

Для того, чтобы разобраться, что за новообразованные минералы и какие ассоциации этих минералов будут образовываться в результате взаимодействии ГФ с породами, в которые они проникают, проанализируем диаграмму равновесных минералов в координатах K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O – $lg[K^+]/lg[H^+]$ в термобарических условиях (давление 100 МПа, температура 250 °С) (Рисунок 2.6а). Использование термодинамических расчетов позволило установить, что в этих условиях устойчивыми будут пять минеральных фаз, состоящих, помимо кислорода и гидроксила, из алюминия и кремния, кроме Кв: диаспор, Ил (гидрослюда), Кт (диккит), ССО, состоящими из монтмориллонита и гидрослюды, а кроме того, калиевого полевого шпата (см. Рисунок 2.6а). Все перечисленные алюмосиликатные минералы и кварц присутствуют в юрских отложениях (см. Рисунок 2.6б-д).

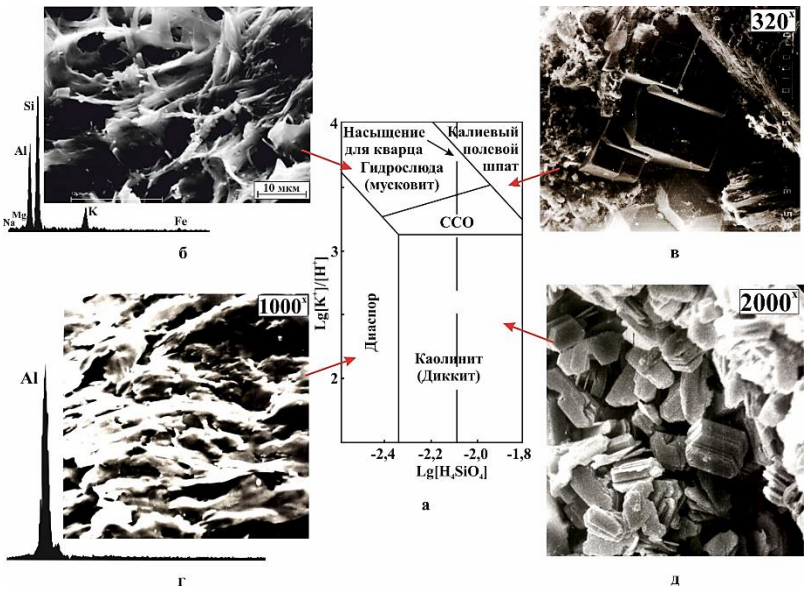


Рисунок 2.6 – Фазовая диаграмма минералов в системе K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O при 250°С и 100 МПа (а) и снимки РЭМ минералов, присутствующих на ней, образующихся из гидротермальных растворов в юрских отложениях (б-д)
б, г, д – Красноленинское, в – Славинское месторождения

Образование гидрослюды возможно из недонасыщенного кремнезёмом ГФ, при достаточно высокой концентрации в нём калия. Поэтому можно допустить участие в этой реакции как растворённой формы Кв (в виде кремнекислоты), так и его кристаллической фазы, а поскольку мы не знаем, в какой форме в ГФ присутствуют ионы алюминия, то условно допустим, что - в виде нейтрального комплекса $Al(OH)_3^0$, тогда реакция образования Ил (гидрослюды) будет иметь следующий вид:

$$K^+_{(р\text{-}р)} + 3SiO_{2(к)} + 3Al(OH)_3{}^0_{(р\text{-}р)} = KAl_3Si_3O_{10}(OH)_{2(к)} + 3H_2O + H^+_{(р\text{-}р)}, \quad (2.1)$$

где (к) – кристаллическое, а (р-р) – растворённое состояния, того или иного компонента, соответственно.

Таблица 2.1 – Литолого-коллекторская характеристика продуктивных пластов и глинистых прослоев Талинского месторождения (по [57])

Вещественный состав пород, %				Отношение кварца к полевым шпатам	Относительное содержание глинистых минералов, %				Коллекторские свойства		
Кварц	Полевые шпаты	Карбонаты	Глинистые минералы		Смешано-слойные	Гидрослюда (мусковит)	Хлорит*	Каолинит, диккит**	Пористость, %	Проницаемость, мД	Остаточная водонасыщенность, %
1	2	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Песчаники и алевролиты пластов $ЮК_{4-9}$											
55	26	8	11	2,1	12	26	12	50	12	-	80
44-75	5,6-47	0,5-31	0,9-32		5-20	10-40	5-20	40-70	5-17	0,01-18	41-87
Песчаники и гравелиты пластов $ЮК_{10-11}$											
90	2	Следы	8	45	5	8	4	83	14	-	40
60-96	1-3	0-5	1-15		0-10	5-15	0-10	75-95	6,5-21	0,2-2600	8-85
Глинистые прослои в пластах $ЮК_{10-11}$											
46	4	2-3	48	11,5	13	30	17	40	-	-	-
36-59	2-5		35-61		10-15	20-40	10-30	30-60			

Примечания:

*Хлорит встречается только в виде терригенных обломков.

**Диккит присутствует только в пластах $ЮК_{10-11}$.

В числителе – среднее значение, в знаменателе – пределы изменения параметра.

В результате рассматриваемой реакции раствор будет обедняться калием и немного подкисляться, поэтому в соответствии с рассмотренной выше диаграммой соотношения алюмосиликатных минералов в зависимости от концентрации в нём растворённого кремнезёма возможен переход в поле диаспора или Кт (см. Рисунок 2.6а).

Следует обратить внимание, что диаспор в рассматриваемых породах юрского возраста является очень редким минералом. Диаспор способен возникнуть, во-первых, из кислого ГФ, в котором отмечается крайне низкая концентрация кремнезёма:

$$Al(OH)_3^0{}_{(р\text{-}р)} = AlO(OH)_{(к)} + H_2O, \quad (2.2)$$

Во-вторых, в случае замещения (метасоматоз) обломочного мусковита или диккита (Кт) путем их растворения (инконгруэнтного) следующим образом:

$$KAl_3Si_3O_{10}(OH)_{2(к)} + H^+_{(р\text{-}р)} + 6H_2O = 3AlO(OH)_{(к)} + K^+_{(р\text{-}р)} + 3H_4SiO_{4(р\text{-}р)}. \quad (2.3)$$

$$Al_4Si_4O_{10}(OH)_{8(к)} + 6H_2O = 4AlO(OH)_{(к)} + H_4SiO_{4(р\text{-}р)}. \quad (2.4)$$

В обоих рассмотренных случаях необходимым условием возникновения диаспора является крайне низкая концентрайия кремнезема в ГФ. Для образования диккита из мусковита метасоматическим образом, потребуется также дополнительно еще и кислый состав ГФ (Уравнение 2.3).

Образование в порах юрских осадков вторичного (гидротермального) калиевого полевого шпата, как и диккита отмечается очень редко. Так как калиевый полевой шпат (обычно это адуляр) образуется в виде великолепно огранённых небольших кристаллов (см. Рисунок. 2.6в), то логично предположить, что он, в противоположность диаспору, возникает только прямо из гидротермального флюида:

$$Al(OH)_3^0{}_{(р\text{-}р)} + K^+_{(р\text{-}р)} + 3H_4SiO_{4(р\text{-}р)} = KAlSi_3O_{8(к)} + 7H_2O + H^+_{(р\text{-}р)}. \quad (2.5)$$

Иными словами, чтобы он образовался согласно ранее приведенному уравнению, необходимо нахождение в ГФ большого количества катионов K^+, высокая концентрация кремнезема и, напротив, малое содержание H^+.

Помимо Кв, чрезвычайно распространённым минералом в составе юрских отложений являются Кт и диккит. Используя тот факт, что геометрические формы кристаллов этих минералов имеют прекрасный вид (см. Рисунки 2.4б, в, 2.5а и 2.6д) можно заключить, что они образовывались непосредственно из ГФ, причём, либо только за счёт присутствующих в нём растворённых компонентов:

$$4Al(OH)_3^0{}_{(р\text{-}р)} + 4H_4SiO_{4(р\text{-}р)} = Al_4Si_4O_{10}(OH)_{8(к)} + 10H_2O. \quad (2.6)$$

Либо, вдобавок, с участием обломочного кварца:

$$4Al(OH)_3^0{}_{(р\text{-}р)} + 4SiO_{2(к)} = Al_4Si_4O_{10}(OH)_{8(к)} + 2H_2O. \quad (2.7)$$

Альбит, имеющий гидротермальное происхождение, нередко отмечается в порах юрских осадков, чем он заметно отличается от адуляра, который очень редко встречаются в этих отложениях. Альбит обычно встречается в форме каемок регенерационного типа на частично растворенных ГФ обломках плагиоклазов, а также в виде мелких прекрасно огранённых эпигенетических кристаллов (см. Рисунки 2.3а, б и 2.7а, б, соответственно). Более значительная распространённость альбита в сравнении с таковой калиевого полевого шпата обязана двум главным причинам. Первая – это значительно более высоким содержанием в составе ГФ именно катиона натрия, в сравнении с катионом калия, а вторая – это гораздо большей площадью поля на рассматриваемой диаграмме, в пределах которого он стабилен (см. Рисунок 2.6а), где на оси ординат вместо логарифма отношения $[K^+]/[H^+]$ использовался бы логарифм отношения $[Na^+]/[H^+]$. Расширение площади устойчивого состояния альбита на этой диаграмме происходит за счёт исчезновения поля, принадлежащего гидропарагониту (натровый аналог гидрослюды),

который в отличие от гидрослюды является крайне неустойчивым и очень редко встречается в осадках.

В состав ГФ из-за растворения обломков неустойчивых горных пород и минералов в ГФ появляются не только Al, Si, Na и K, которые в последствии входят в состав рассмотренных ранее вторичных минералов, имеющих алюмосиликатный состав, но также и Fe, Mg, Ca, Mn и другие элементы, которые не в состоянии входить в состав этих минералов. Элементы, не вошедшие в состав алюмосиликатов, накапливаются в ГФ и позже если в нём появляются карбонат ионы, возникают карбонатные минералы в форме кристаллов и в агрегатном состоянии, которые характеризуются достаточно «пестрым» элементным составом, что объясняется их кристаллизацией в форме «твёрдых» растворов. Среди образовавшихся (эпигенетических) карбонатов можно обозначить две основные разновидности. Первая – это сложенная, главным образом, кальцитовым миналом, и вторая, характеризующаяся тем, что в ней преобладает сидеритовая составляющаяа (Рисунок 2.7в, г). Следует обратить внимание на то важное обстоятельство, что карбонаты начинают образовываться в порах юрских гранулярных коллекторов только после нейтрализации ГФ, которые обладали сначала кислым составом.

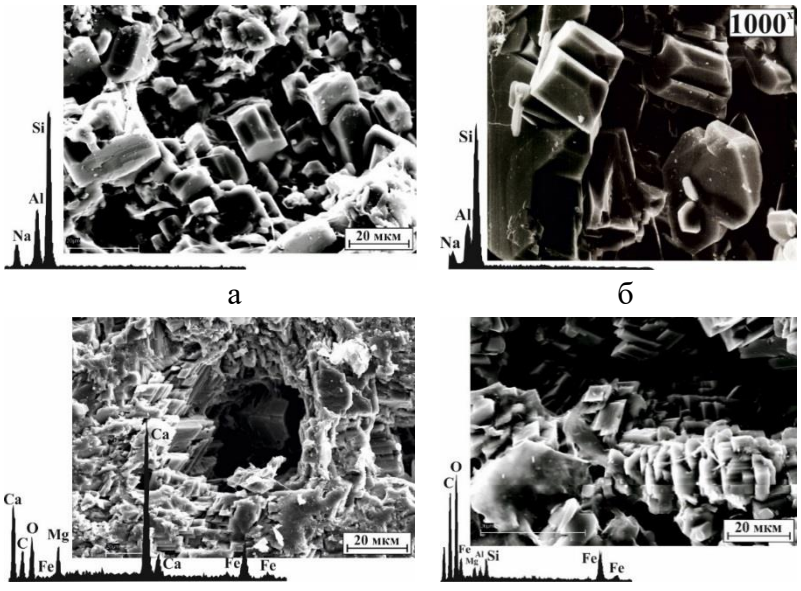


Рисунок 2.7 – Снимки РЭМ эпигенетических (гидротермальных) альбита (а, б), магнезиально – железистого кальцита (в) и сидерита (г), встречных в поровом пространстве среднеюрских отложений; а, в, г – Красноленинское, б – Ахтамарское месторождения

Среди всех исследованных вторичных (гидротермальных) минералов, имеющих карбонатный состав, обращает на себя внимание необычная разновидность Сид, характеризующаяся «сноповидной» формой. Эта разновидность Сид была обнаружена в порах верхнеюрских осадков Узбекского месторождения (Рисунок 2.8а, б).

Описываемые «сноповидные» агрегаты Сид присутствуют в поровом пространстве, в котором также отмечаются вторичные кристаллы Кв и агрегаты Кт, также имеющие гидротермальное происхождение (см. Рисунок 2.8а). Приведенный снимок РЭМ выполнен в специальном режиме КОМПО, поэтому на нём прекрасно наблюдаются тонкие удлиненные кристаллы Сид, которые характеризуются светло-серым цветом, выделяясь на окружающем их тёмном фоне (см. Рисунок 2.8а). Следует обратить внимание на тот факт, что кроме светло-серых кристаллов Сид, в составе рассматриваемых агрегатов выделяются и тёмно-серые, почти чёрные

участки (см. Рисунок 2.8а). Данные элементного анализа описываемых зёрен, а также судя по довольно высокой амплитуде спектра можно сделать вывод, что, кроме собственно самого сидерита, в составе зерен находтся Бит, в котором присутствует сера, поэтому его можно назвать тиобитум (см. Рисунок 2.8а, б). Исследование петрографических шлифов позволило надежно установить, что в расматриваемых образцах отмечается термически преобразованный Бит, имеющий почти чёрный цвет. Этот тиобитум, в ряде случаев обладает округлой формой и напоминает очень мелкие капельки (см. Рисунок 2.8в). Описываемые образования, имеющие битумо-сидеритовый состав, характеризуются неравномерным распределением в порах этих песчаников. Они могут встречаться в виде одиночных включений, а могут почти полностью занимать собой все поровое пространство песчаников (см. Рисунок 2.8в, г). Исходя из каплевидной формы этих включений тиобитума в «сноповидных» агрегатах Сид, становится возможным сделать предположение, что описываемая разновидность «сноповидного» Сид кристаллизовалась непосредственно на самой поверхности капелек Бит, а эти капельки Бит служили затравками для образования и роста «сноповидного» Сид. Что касается капелек Бит, то они, скорее всего, входили в состав водонефтяной эмульсии, образовашейся в порах песчаников.

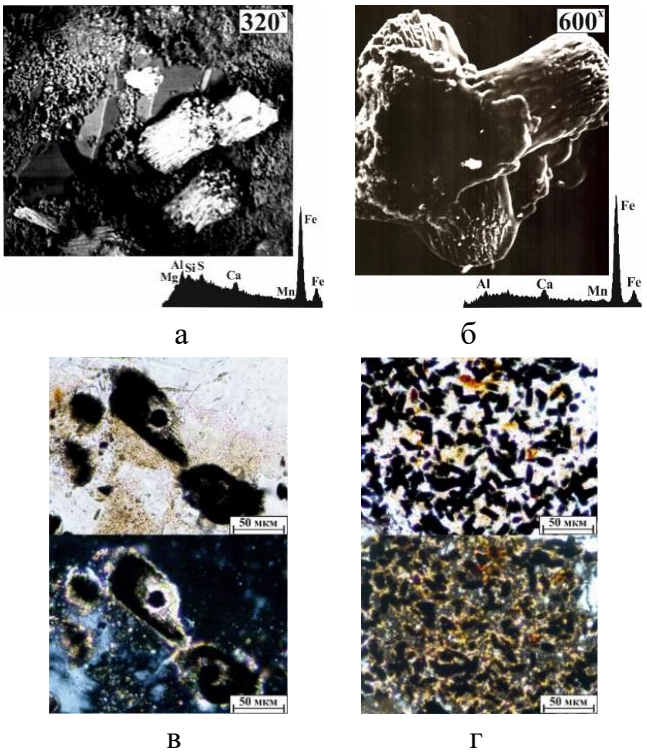
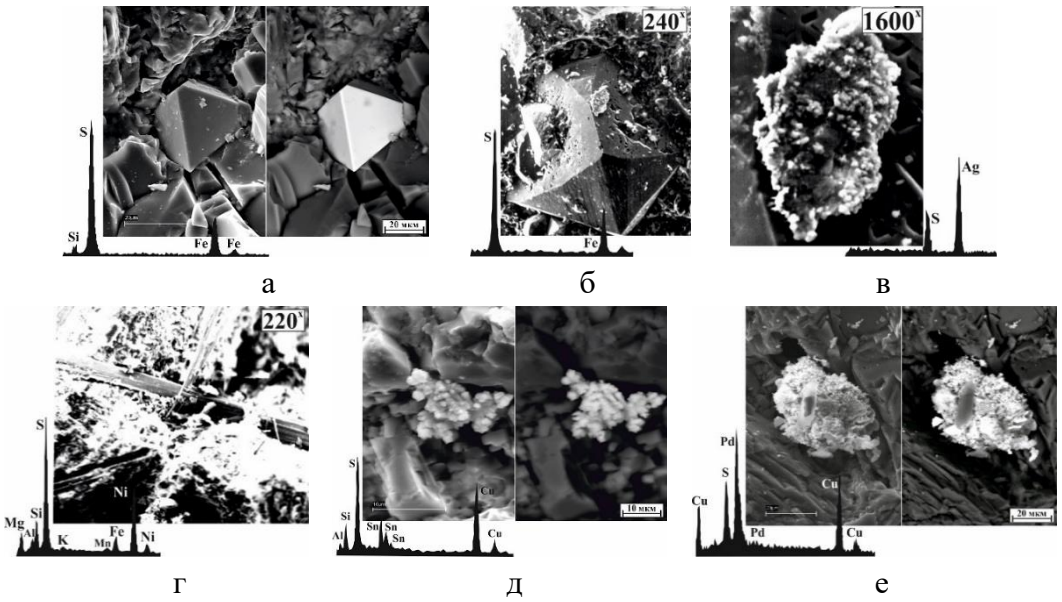


Рисунок 2.8 – Снимки РЭМ (а, б) и фотографии петрографических шлифов (в, г) «сноповидных» зерен сидерита, снятые без (сверху) и с (снизу) анализатором, Узбекское месторождение, верхняя юра

«Фемические» катионы, помимо карбонатных минералов, служат составными элементами ещё для одной широко распространенной группы минералов, а имено, сульфидов. Наибольшее распространение в этой группе минералов имеет Пи гидротермального происхождения. В отличие от обычного аутигенного Пи, присутствующего в осадках в фрамбоидальной форме, Пи гидротермального происхождения имеет прекрасную кристаллическую огранку и обычно образуется в форме октаэдров, редко кубической и в форме пентагон-додекаэдров (Рисунок 2.9а, б).



а б в

г д е

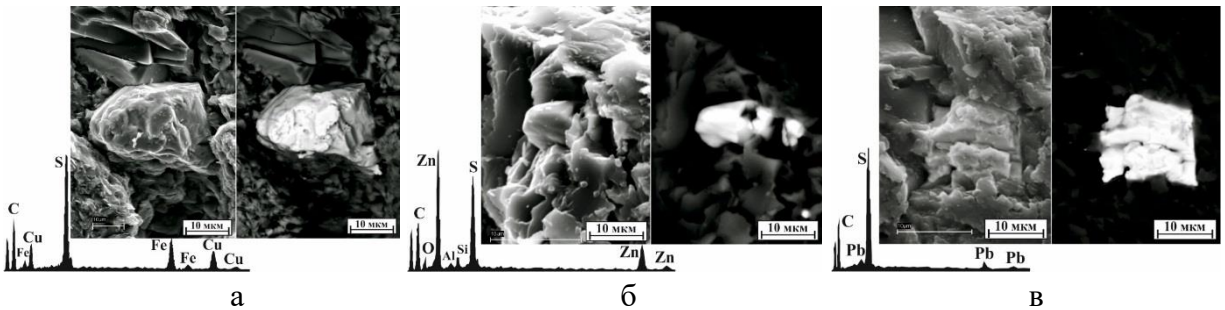
Рисунок 2.9 – Снимки РЭМ и элементные спектры присутствующих на них сульфидов гидротермального происхождения (верхне- и среднеюрские отложения)
а – октаэдрические кристаллы пирита, Южно-Парусовая площадь, J_2; б –сросток кристаллов пирита, Узбекское месторождение, J_3; в – увеличенный фрагмент центральной части предыдущего снимка с мелкозернистым агрегатом акантита (Ag_2S); г – тонкие длинные кристаллы миллерита (NiS), Северо-Даниловское месторождение, J_3; е – мелкокристаллический агрегат сульфида меди и олова, Ямбургская площадь, J_2; д – мелкокристаллический агрегат сульфида меди и палладия, Южно-Парусовая площадь, J_2. На снимках: а, д и е левая часть получена в обычном, а правая – в режиме КОМПО

Встречаются, но заметно реже другие сульфиды, например, акантит (Рисунок 2.9в), тонкие длинные кристаллы миллерита (Рисунок 2.9г). Отмечаются мелкозернистые агрегаты сульфидов меди и олова (Рисунок 2.9д), а также палладия и меди (Рисунок 2.9е), находящихся, скорее всего, в форме твёрдых растворов.

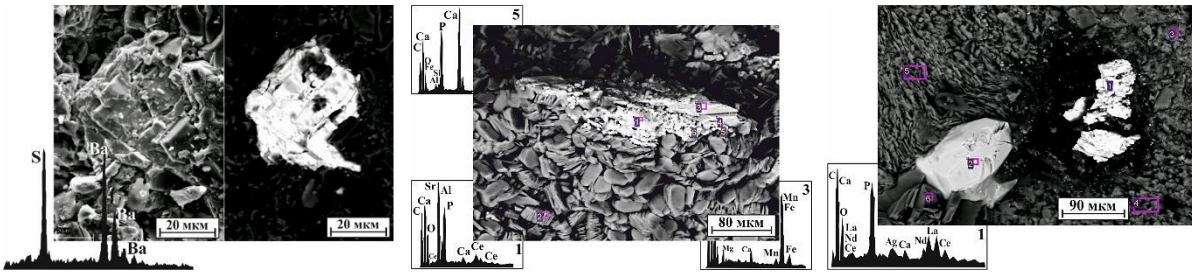
В юрских отложениях отмечаются и довольно распространенные сульфиды, например, халькопирит (Рисунок 2.10а), сфалерит (Рисунок 2.10б), галенит (Рисунок 2.10в).

Если в составе ГФ присутствуют сульфат-ионы, то появляются гидротермальные барит и ангидрит (Рисунок 2.10г).

Фосфаты, образовавшиеся из ГФ в юрских отложениях, представлены, главным образом, апатитом (Рисунок. 2.10д) и монацитом. При этом, монацит нередко встречаается вместе с Бит (Рисунок 2.10е). В редких случаях отмечается присутствие необычного фосфата – гояцита, который характеризуется сложной химической формулой - $SrAl_3[PO_4](PO_3OH)(OH)_6$ (см. Рисунок 2.10д).



а б в



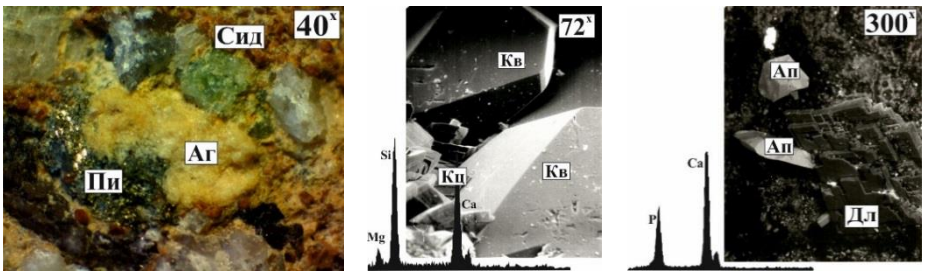
г д е

Рисунок 2.10 – Снимки РЭМ сульфидов (а-е), сульфатов (г) и фосфатов (д, е), встреченных в нижне- и среднеюрских отложениях Красноленинского месторождения
а – халькопирит; б – сфалерит; в – галенит; г – барит; д – апатит (с гояцитом и сидеритом); е – монацит в метаморфизованном битуме

Соотношение взаиморасположения эпигенетических минералов гидротермального происхождения между собой позволяет примерно восстановить в какой последовательности они образовывались из ГФ. Например, анализируя взаиморасположение различных гидротермальных минералов на поверхности скола верхнеюрских песчаников Тальникового месторождения следует, что вслед за формированием аргиллизитов отложились поликристаллические агрегаты Пи, а последними выделились многочисленные ромбоэдрические кристаллы Сид бурого цвета (Рисунок 2.11а).

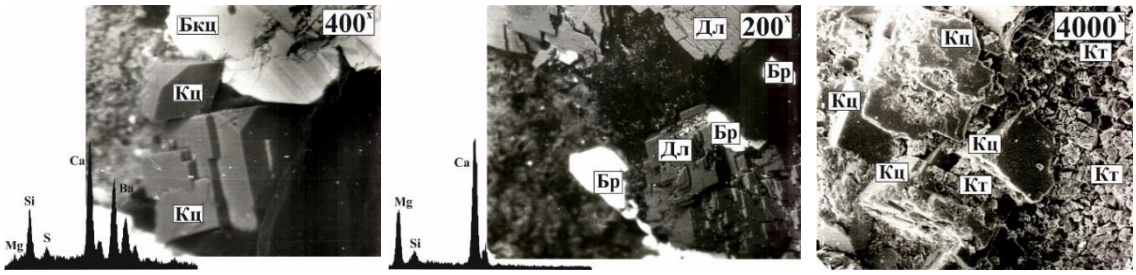
После образования кристаллов Кв, вслед за диккитом и Кт, сформировались поликристаллические агрегаты магнезиального Кц, отложившиеся на поверхности кристаллов Кв (Рисунок 2.11б). Кристаллы апатита образовались раньше Дл (Рисунок 2.11в), а баритокальцит отложился после образования кристаллов магнезиального кальцита (Рисунок 2.11г). В свою очередь, кристаллы барита выпали из раствора после Дл и магнезиального Кц (Рисунок 2.11д).

Здесь следует отметить, что выделение тех или иных типов гидротермальных минералов происходит не единовременно, а может повторяться несколько раз, что определяется термодинамическими условиями и химическим составом ГФ. Например, наряду с высокотемпературными разновидностями диккита и Кт, который (последний) кристаллизуется из ГФ позднее диккита в результате постепенного остывания ГФ (образуется следом за диккитом в результате снижения температуры ГФ), которые обладают хорошо огранёнными кристаллическими агрегатами (см. Рисунки 2.4а, б; 2.5а; 2.6д; 2.10д), на поздних более низкотемпературных стадиях гидротермального процесса или в результате гидротермального метасоматоза под действием ГФ также могут выделяться агрегаты эпигенетического Кт, который, однако, не отличается высокой степенью совершенства кристаллической структуры и огранки его зёрен (см. Рисунки 2.4г-е; 2.11е).



а б в

Рисунок 2.11 – Снимки РЭМ взаиморасположения эпигенетических минералов гидротермального происхождения
а – Сид, Аг, Пи; б – Кв, Кц; в – Ап, Дл



г д е

Рисунок 2.11 – Фотография поверхности верхнеюрского песчаника (а) и снимки РЭМ трещин в породах баженовской свиты с элементными спектрами микрообъектов, отложившихся из гидротермальных растворов на их поверхности (б-е); а – Тальниковое, б-е – Маслиховское месторождения. Сокращения: Пи – пирит; Аг – аргиллизит; Сид – сидерит; Кв – кварц; Кц – кальцит; Дл – доломит; Ап – апатит; Бкц – баритокальцит; Бр – барит; Кт – каолинит

Несмотря на то, что термодинамические условия и состав ГФ могут меняться в пространстве и во времени, что будет вызывать формирование несколько отличных друг от друга минеральных ассоциаций в различных обстановках, тем не менее, общая последовательность их смены со временем в целом сохраняется. На первом этапе в процессе кислотного выщелачивания слабо минерализованными кислым ГФ происходит окремнение подвергаемых их воздействию осадочных пород, в результате чего, первая по времени образования минеральная ассоциация представлена практически одним Кв (см. Рисунки 2.1а-г; 2.2; 2.4а-б).

По мере ощелачивания раствора и пересыщения его алюминием возможно образование диаспора, но такая ситуация, как мы видели выше, возникает редко. Чаще, вслед за образованием гидротермального (или метасоматического) Кв, наблюдается выделение Кт и диккита (см. Рисунок 2.4а, б). Если происходит дальнейшее ощелачивание раствора и его пересыщение щелочами и кремнекислотой, то становится возможным формирование эпигенетических (гидротермальных) полевых шпатов, представленных чаще всего альбитом и гораздо реже – адуляром (см. Рисунки 2.3б; 2.6в; 2.7а, б). В случае более низкой концентрации в растворе кремнезёма вместо щелочных полевых шпатов образуются Ил, следом (в результате снижения температуры ГФ) кристаллизуются ССО (см. Рисунок 2.6б). Этим объясняется тот факт, что Кт, диккит и Ил часто встречаются вместе, хотя, судя по их пространственным взаимоотношениям, Ил образуется позже первых двух минералов в соответствии с Уравнением 2.3.

Поскольку в результате осуществления этой реакции происходит слабое подкисление раствора, то для её успешного протекания необходима нейтрализация образующегося протона, то есть ощелачивание раствора, например, вследствие его вскипания и выделения из него CO_2 в газовую фазу (так называемый калиевый метасоматоз по [23; 213]), либо в результате обычного взаимодействия ГФ с карбонатами.

Следом за эпигенетическими глинистыми минералами, рассмотренными выше, из ГФ выделяются карбонаты, представленные, как мы видели выше, твёрдыми растворами на основе Ca, Mg, Fe, Mn с преобладанием кальцитового и сидеритового миналов (см. Рисунки 2.1б (фотографии петрографических шлифов); 2.7в, г; 2.11б-д).

Одними из последних кристаллизуются сульфаты, представленные чаще всего баритом и Анг (см. Рисунки 2.10г и 2.11д). За ними из остывающих ГФ в небольшом количестве выделяются разнообразные сульфиды, содержащие целый комплекс халькофильных элементов (Zn, Cu, Pb, Sn, Ni) и более редких элементов, например, Ag и Pd, а также редкие фосфаты типа гойяцита и

монацита (см. Рисунок 2.10д, е). Кристаллы апатита могут выделяться из раствора как до образования карбонатов (см. Рисунки 2.10д и 2.11в), так и после [115].

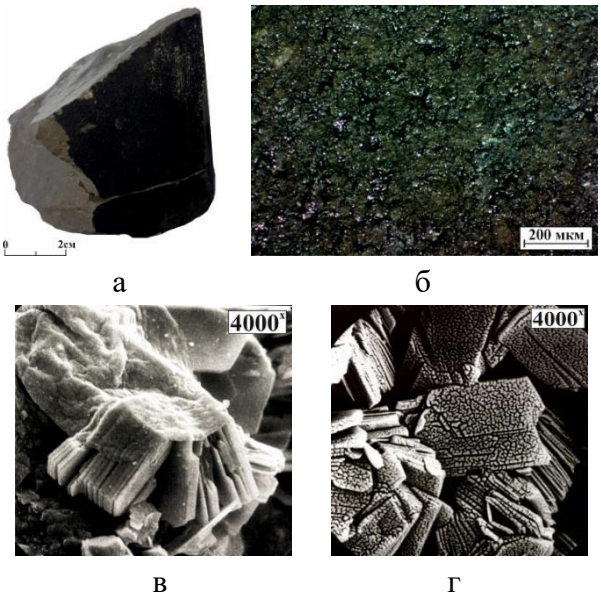
Несколько особняком стоит гидротермальный Пи, который, судя по всему, может образовываться в широком интервале Р-Т условий. Поскольку в составе ГФ постоянно присутствует Fe^{2+}, то определяющим фактором, возникновения Пи является наличие в растворе сульфид иона, который способен связывать минимальные его количества в виде Пи или его метастабильных разновидностей (марказит, мельниковит), а также, кроме восстановительных условий, необходимо, чтобы величина pH раствора была около 4 и выше [51].

Проникающие в юрские осадки ГФ, воздействуют не только на обломочные зерна минералов и горных пород, но взаимодействуют и с исходным ОВ, которое присутствует в их составе [104; 115; 120; 121, 124-126; 131; 135; 140]. Они интенсивно воздействуют на ОВ, содержащееся в юрских отложениях. Во-первых, присутствующий в их составе водород гидрирует рассеянное и концентрированное в виде углистых прослоев ОВ, вызывая образование из него насыщенных и более лёгких УВ. Во-вторых, происходит активное термическое воздействие на него (природный пиролиз), что приводит к интенсивной генерации исходным ОВ Бит и УВ.

В пределах Северо-Варьёганского месторождения из отложений нижнеюрского возраста отобраны образцы, в которых отмечаются довольно многочисленные трещины, ориентированные субвертикально, на поверхности которых присутствует сильно термически преобразованный Бит, который образовался в результате воздействия высокоэнтальпийными ГФ на перекрывающие их углистые аргиллиты (Рисунок 2.12а).

Использование большого увеличения позволило установить, что описываемый Бит на поверхности образовавшейся трещины образует кольцеобразные формы, которые часто оказываются вложенными друг в друга (см. Рисунок 2.12б). Установленные округлые образования метаморфизованного Бит, вложенные друг в друга, есть не что иное, как следы росших и неоднократно лопавшихся газовых пузырьков в теле Бит, заполнявшего эти трещины (см. Рисунок 2.12б). Не исключено, что образование этих трещин было обусловлено не только тектоническими напряжениями, но и флюидоразрывами, возникавшими в результате образования Бит и жидких, а также газообразных УВ из рассеянного в юрских отложениях ОВ.

Как правило, нефть, содержащаяся в порах песчаников, растекается по поверхности обломочных зёрен, а также глинистым или карбонатным минералам, слагающим цемент тонкой, плохо различимой даже в электронный микроскоп плёнкой. Однако, если в центральной части пор присутствует достаточно вязкая, с высоким содержанием асфальто-смолистых компонентов остаточная нефть, то при высыхании поровой воды первоначально сферические (в пластовых условиях) капли такой нефти растекаются по поверхности поровых минералов в виде своеобразного блиновидного «покрывала» (Рисунок 2.12в). Вполне возможно, что эти микрокапли остаточной нефти представляли собой в пластовых условиях не что иное, как мицеллы нефтяной эмульсии. Ориентировочные размеры таких мицелл составляют около 10 мкм (см. Рисунок 2.12в).

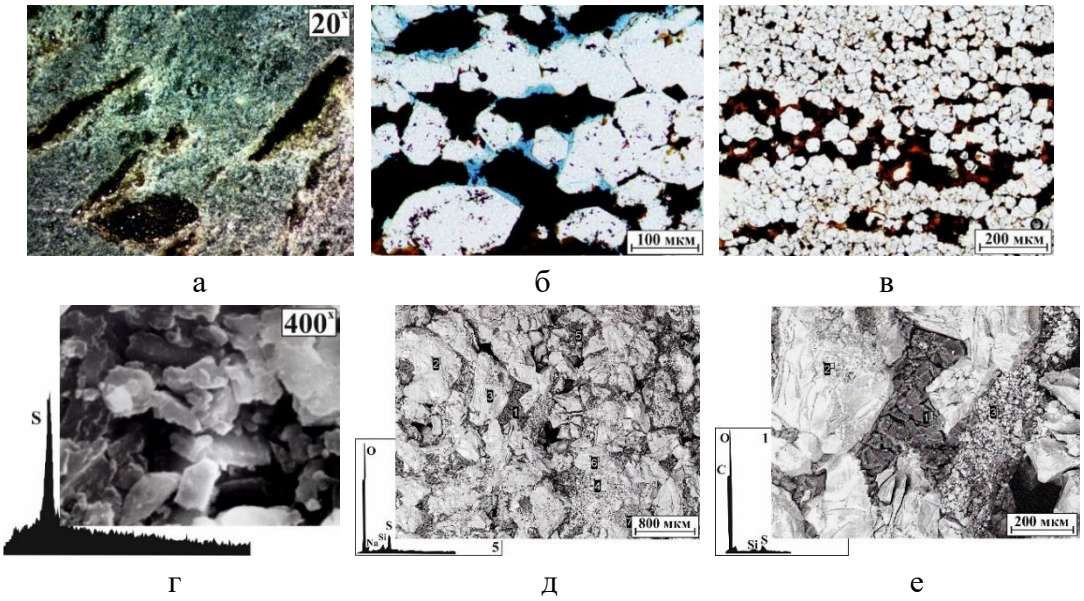


а б в г

Рисунок 2.12 – Примеры воздействия гидротерм на нафтиды в юрских отложениях
а – фотография поверхности трещины в кремнистом аргиллизите, покрытая пленкой метаморфизованного битума; б – ее увеличенный фрагмент; в – капля вязкой нефти (эмульсии?), растекшаяся по поверхности агрегата диккита; г – кристаллы диккита, покрытые тонкой пленкой сильно метаморфизованного битума с «шагреневой» микроструктурой ее поверхности

В зависимости от термодинамических условий и в первую очередь от величины температуры ГФ нафтиды, присутствующие в порах пород-коллекторов, сорбируются на их поверхности, либо путем физической, либо химической сорбции, покрывая их тонкой плёнкой. До экстракции независимо от типа сорбции нафтидов (которые чаще всего представлены поверхностно активными смолами и асфальтенами) такие породы являются гидрофобными. После экстракции в случае, если наблюдалась физическая сорбция нафтидов, поверхность минералов вновь становилась гидрофильной, а если осуществлялась химическая сорбция, то гидрофобизация приобретала необратимый характер и даже после длительной экстракции органическими растворителями гидрофильные свойства к таким породам не возвращались [57; 110; 115; 131]. Поверхность минералов, на которых под действием ГФ происходила необратимая гидрофобизация, характеризуется своеобразной сетчатой микротекстурой «усыхания», которую им придают химически сорбированные гетеросоединения, из которых в результате высокотемпературного воздействия упомянутых выше флюидов, были удалены наиболее летучие компоненты (см. Рисунок 2.12г).

Бит встречаются и в верхнеюрских отложениях. Они заполняют поровое пространство в породах-коллекторах значительно ухудшая их ФЕС (Рисунок 2.13). Их происхождение пока не совсем понятно. Однако их связь с ГФ несомненна. Действительно, как уже отмечалось ранее, пласт $Ю_1^0$, вскрытый в пределах Грибного и Ахтамарского месторождений, представляет собой псевдокварцит, состоящий из микрокристаллического Кв, который не мог образоваться в седиментогенезе, а возник благодаря воздействию ГФ на нативные осадки (см. Рисунок 2.13а-в). Образовавшийся Бит имеет комковатую микроструктуру и очень богат серой (см. Рисунок 2.13г).



а б в

г д е

Рисунок 2.13 – Битумы в верхнеюрских отложениях
а – «псевдокварцит» с порами и кавернами заполненными метаморфизованным битумом (пласт $Ю_1^0$, Грибное месторождение) б – петрографический шлиф того же образца с порами между кристаллами кварца, заполненными битумом и голубой смолой; в - петрографический шлиф псевдокварцита с порами между кристаллами кварца, заполненными битумом и красной смолой (пласт $Ю_1^0$, Ахтамарское месторождение); г – снимок РЭМ тиобитума в том же образце; д, е - снимки РЭМ тиобитума в песчанике (пласт $П_1$, Шаимский НГР)

Отмечается присутствие метаморфизованного тиобитума и в пласте $П_1$ в Шаимском НГР, который также значительно ухудшает коллекторские свойства песчаников (Рисунок 2.13д, е). Единственное явное отличие Бит, присутствующего в поровом пространстве песчаников от такового, заполняющего поры в псевдокварцитах, заключается в гораздо меньшем содержании в его составе серы (см. Рисунок 2.13г, д, е).

Таким образом, проведенные комплексные литолого-петрофизические и геохимические исследования образцов, отобранных из юрских отложений, доказали, что тектоно-гидротермальные процессы имеют широкое распространение в этих отложениях и что они оказывают значительное влияние на изменения их минерального состава, фильтрационно-емкостных и других петрофизических свойств, а также на процессы нафтидогенеза в юрских осадках. Результаты влияния ГФ на самые молодые верхнеюрские осадки, представленные отложениями абалакской и баженовской свит, будут рассмотрены отдельно позднее.

2.2. Гидротермальное моделирование формирования вторичных коллекторов и нафтидов в юрских отложениях

2.2.1. Гидротермальное моделирование в системе H_2O-CO_2

Исследователи уже достаточно давно обратили внимание на тесную связь гидротермальных процессов с нефтегазоносностью тех или иных отложений [16-19; 28; 34; 43; 57; 69; 73; 93; 95; 97; 111; 113; 115; 117; 123-126; 128; 131; 137; 138; 140; 146; 149; 156; 142; 158-160; 165; 182; 183; 201; 225; 250; 260-262; 298; 301; 326]. Однако в этих публикациях описываются

лишь сами факты присутствия нафтидов в участках, подвергавшихся воздействию ГФ и в ряде случаев минеральные ассоциации, характерные для таких нафтидо-минеральных парагенезисов.

Экспериментальному моделированию процессов взаимодействия ГФ с различными типами терригенных пород посвящены единичные публикации [104; 123-126; 128]. Этот факт объясняется, главным образом, тем, что проведение гидротермального моделирования требует, во-первых, наличия достаточно сложного и дорогого оборудования, а, во-вторых, квалифицированного персонала, способного осуществлять такие эксперименты. Кроме того, описываемые факты связи гидротермальных процессов с нафтидогенезом большинство геологов-нефтяников считают своего рода экзотикой, не имеющей широкого распространения в природе.

В настоящее время среди нефтяников-геохимиков широкое распространение получило так называемое бассейновое моделирование, с помощью которого специалисты пытаются воссоздать процесс генерации нафтидов и их фазовое состояние. В этом способе моделирования большое внимание обращается на термическую историю развития того или иного осадочного бассейна на протяжении многих десятков и сотен миллионов лет, но при этом совершенно не учитывается возможность участия тектоно-гидротермальных процессов в генерации нафтидов и формировании вторичных коллекторов [5; 31; 32; 151; 178; 210; 307; 316, 320; 322; 323; 324].

Поэтому цель настоящего раздела заключается в демонстрации роли ГФ, во-первых, при формировании вторичной пористости в исходных осадочных отложениях различного состава и, во-вторых, собственно в самом процессе генерации нафтидов. Для этого проведено несколько серий экспериментов с гидротермальными растворами, имевшими различную температуру, состав, а также продолжительность.

Поскольку по результатам исследований вулканологов в составе ГФ вторым по содержанию после воды является углекислый газ и угольная кислота, образующаяся при растворении CO_2 в воде [17; 23, 43; 64; 73; 156; 158-160, 183; 201; 213; 225; 250; 264; 266], то основной объём опытов был выполнен с гидротермальными растворами, имевшими различную концентрацию CO_2. По данным тех же исследователей ГФ характеризуются очень низкой минерализацией [9; 16, 23; 156; 158-160, 201; 213; 225; 250; 264], являясь по сути почти дистиллятами, то подавляющее количество экспериментов проводилось с дистиллированной водой без добавления солей.

Температуры при которых ставились гидротермальные эксперименты, были выбраны с использованием результатов термобариметрических исследований, в результате проведения которых были определены температуры гомогенизации газово-жидких включений, захваченных гидротермальным Кв в процессе роста его кристаллов. Кристаллы Кв, для этих исследований были отобраны автором из пласта $КС_1$ и изучены в лаборатории ЗапСибНИГНИ [301].

Эксперименты проводились в Институте геологии и минералогии СО РАН им. В.С. Соболева под руководством д.г.-м.н., профессора Г.Ю. Шведенкова.

Методика проведения экспериментов была подробно описана в первом разделе, поэтому здесь она не приводится.

Поскольку образцы отбирались за пределами углеводородных залежей и их поровое пространство было занято водой, то они не подвергались предварительной экстракции.

Опыты объединялись в серии, которые, проводились при одной и той же температуре, но с различной концентрацией CO_2 в составе ГФ. Всего по этому критерию выделяется пять серий экспериментов, выполненных при 235ºС, 275ºС, 290ºС, 360ºС и 400ºС (Рисунок 2.14). Результаты

изучения минеральных ассоциаций, образующихся в проведенных гидротермальных экспериментах при различных температурах и составах ГФ, приведены в Таблице 2.2.

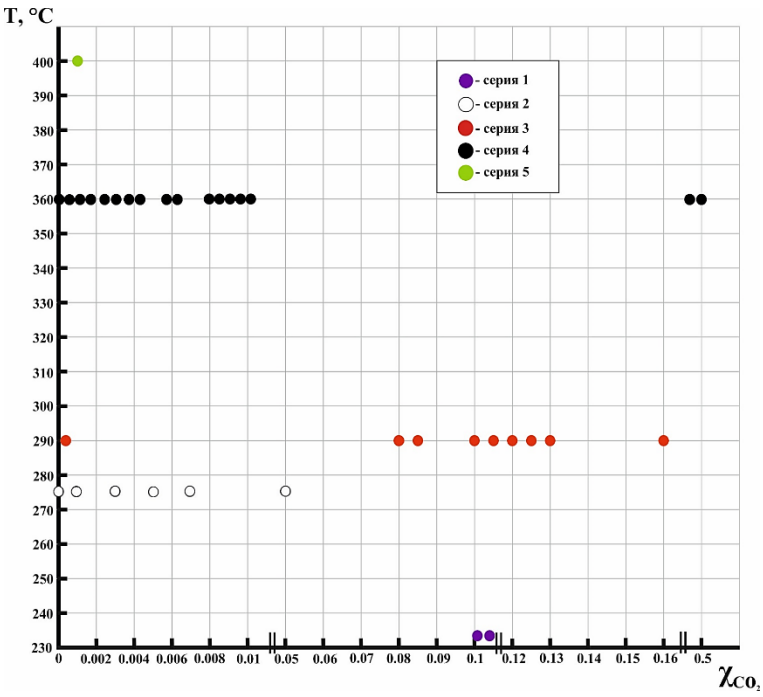


Рисунок 2.14 – Диаграмма температура-мольная доля CO_2, с нанесенными на ней фигуративными точками, соответствующими условиям проведения гидротермальных экспериментов в системе H_2O-CO_2

Все эксперименты осуществлялись при одном и том же гидростатическом давлении, равном 70 МПа, их продолжительность изменялась от 5 до 19 суток. В качестве исходных образцов использовались аргиллиты, алевролиты, песчаники и гравелит. В процессе разгерметизации реакторов после опытов из всех выделялся газ.

С целью изучения механизма выщелачивания и/или растворения приповерхностной части образцов юрских осадков в результате воздействия на них ГФ, исследовались только те участки поверхности образцов, на которых не происходило образования вторичных минералов гидротермального происхождения.

1 серия, выполненная при температуре (235°C)

Для проведения экспериментов в этой серии опытов служили алевритистые песчаники, содержавшие в своем составе примесь растительного детрита, который часто присутствует в тонкослоистом виде (o,n мм). В этих песчаниках обломки имеют кварцевый и плагиоклазовый составы, а глинистый цемент – это Кт, Ил, Хл с примесью ССО, карбонатный – Кц и Сид. Мольная доля углекислоты (χ_{CO2}) составляла 0.10 и 0.11. Шихта Пи в этой серии опытов не добавлялась (Рисунок 2.14, Таблица 2.2).

После эксперимента отмечалось очень слабое осветление поверхности образцов (Рисунок 2.15а, в) и появление многочисленных полостей различного размера, которые образовались в результате растворения, главным образом, обломков плагиоклазов, а также Кц, что, в свою очередь, привело к окремнению поверхности образцов и формированию в них вторичной пористости (Рисунок 2.15б, г).

Таблица 2.2 – Результаты анализа изменений минерального состава различных типов пород юрского возраста после воздействия на них гидротермальных флюидов, имевших различную температуру и соотношение H_2O – CO_2

Серия	Литология	Т, °С	CO_2, χ	Ам.кр	Анг	Ил	Кв		Кт	Кц	Пл	Сид		Хл		Бит	Другие фазы гидротермального происхождения
							Исх	Гт				Исх	Гт	Исх	Гт		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
1	Песчаник алевритистый	235	0,10	+	н/д	=	>	0	=	0	<	=	+	<	0	н/д	н/д
1	Песчаник с углистыми прослоями	235	0,110	н/д	н/д	=	>	0	=	<	<	=	н/д	<	0	+	Альбит
2*	Аргиллит слабо углистый	275	0,00	н/д	н/д	=	>	0	н/д	0	<	0	0	=	+	+	Осадок: Хз, Бит, Пир, Пи
2*	Аргиллит слабо углистый	275	0,001	н/д	н/д	н/д	>	0	<	<	<	0	0	=	+	+	н/д
2*	Аргиллит слабо углистый	275	0,003	н/д	н/д	=	>	0	<	<	<	0	0	=	+	+	Осадок: Хз, Хл, Бит
3	Песчаник алевритистый	290	0,00	+	н/д	=	н/д	0	н/д	0	<	<	0	=	+	н/д	н/д
3	Песчаник алевритистый	290	0,105	+	н/д	=	>	0	н/д	0	<	<	0	=	+	н/д	н/д
3	Песчаник с углистыми прослоями	290	0,124	н/д	н/д	=	>	0	=	<	<	<	0	=	+	+	Альбит
3	Песчаник тонкослоистый	290	0,130	н/д	н/д	=	=	0	=	0	0	=	0	=	н/д	+	н/д
3	Аргиллит углистый	290	0,079	н/д	н/д	>	=	0	=	0	=	н/д	0	=	0	+	н/д
4*	Аргиллит слабо углистый	360	0,0	+	н/д	=	>	0	н/д	<	<	0	0	=	+	+	Осадок: Хз, Бит, Пи
4*	Аргиллит слабо углистый	360	0,006	н/д	+	=	>	0	н/д	<	<	0	0	=	+	+	Осадок: Хз, Бит, Анг, Хл
4*	Аргиллит слабо углистый	360	0,0079	н/д	н/д	>	>	0	<0	<0	<	0	0	=	+	+	Осадок: Хз, Бит, Пир, Хл, Пи
4	Аргиллит слабо углистый	360	0,5	н/д	+	=	>	+	=	<	<	0	+	=	+	+	Cr_2O_3; Осадок: Бит

Продолжение таблицы 2.2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
4*	Алевролит слабо углистый	360	0,0	+	+	>	>	0	н/д	0	<	<0	0	=	+	+	н/д
4*	Алевролит слабо углистый	360	0,0009	+	+	н/д	>	0	<	0	<	<0	0	=	+	+	Cr2O3
4*	Алевролит слабо углистый	360	0,006	н/д	+	>	>	0	<	0	<	<0	0	=	+	+	Шеелит (CaWO4), Осадок: Пир, Хл
4	Алевролит слабо углистый	360	0,5	н/д	н/д	=	>	0	=	0	<	=	+	=	+	+	Бунзенит (NiO); Осадок: Хл, окислы Cr и Cu
4*	Пестрый гравелит	360	0,0079	+	н/д	>	н/д	0	<	0	0	<	0	=	0	0	Cr2O3; Осадок: Хл, Хз
4*	Песчаник алевритистый слабо углистый	360	0,0087	+	н/д	>	=	0	<0	<0	<	<0	0	=	+	+	Осадок: Хл, Ам.кр., Бит
4*	Аргиллит углистый	360	0,009	+	н/д	>	=	0	<0	0	<	<0	0	=	+	+	Осадок: Хл, Хз, миллерит (NiS), Бит
5	Песчаник слабо карбонатный + соли (NaCl и CaCl2)	400	0,48 г/л	н/д	н/д	<	>	0	<0	<0	<	<	0	<	0	0	Осадок: бунзенит (NiO), куприт (Cu2O), оспорит (CuO), Ca селикаты, цеолиты
5	Песчаник известковистый + соли (NaCl и CaCl2)	400	0,48 г/л	н/д	н/д	<0	>	0	<0	<	<	0	0	<	0	0	Осадок: Куприт, Кц, бунзенит (NiO),), Ca селикаты, Na-Ca цеолиты

Примечания: Исх – исходная минеральная фаза, входящая в состав юрских отложений; Гт – новообразованная минеральная фаза гидротермального происхождения; < – уменьшение относительного содержания минеральной фазы; > – увеличение относительного содержания минеральной фазы; + – появление новой минеральной фазы гидротермального происхождения; 0 – отсутствие или исчезновение минеральной фазы; = –исходной минеральная фаза сохраняется; н/д –данные отсутствуют; <0 – снижение концентрации фазы до полного её исчезновения.

* –шихта пирита (буфер) присутствует. Сокращения: Ам.кр – аморфный кремнезем; Анг – ангидрит; Бит – битум; Ил – иллит; Кв – кварц; Кт – каолинит; Кц - кальцит; Пи – пирит; Пир – пирротин; Пл – плагиоклаз; Сид – сидерит; Хз – халькозин; Хл - хлорит

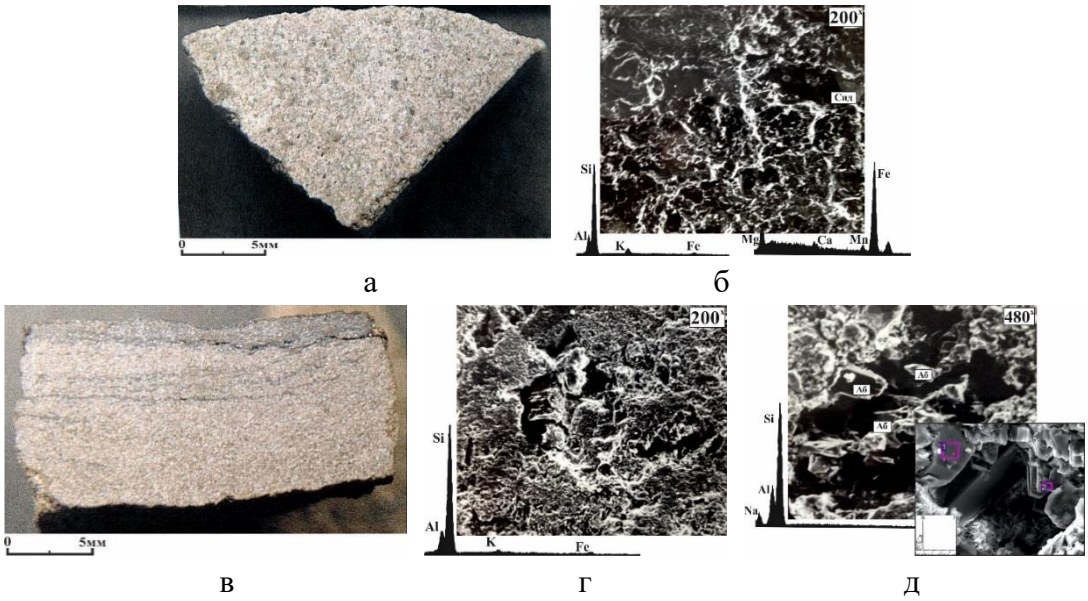


Рисунок 2.15 – Фотографии образцов алевритистого (а) и слабо углистого (в) песчаников и снимки РЭМ их поверхности (б, г, д) после воздействия на них гидротермальных флюидов, имевших Т=235°С, χCO2=0,1 (а, б) и χCO2-0,11 (в-д); здесь и далее, элементные спектры, расположенные под снимками, получены с их площади, если нет иных указаний, остальные пояснения к рисункам приводятся в тексте

В порах отмечаются редкие кристаллы гидротермального Сид (см. Рисунок 2.15б и его элементный спектр, расположенный справа). На месте почти полностью растворившихся обломочных зерен плагиоклазов возникли полости, в которых отмечаются мелкие плохо ограненные кристаллы вторичного (гидротермального) альбита, который в отличие от анортитового минала, является устойчивой минеральной фазой в этих условиях (Рисунок 2.15д и его элементный спектр). Здесь следует заметить, что прекрасно ограненные кристаллы гидротермального альбита часто встречаются в юрских, а также и меловых отложениях Западной Сибири [39; 84; 86]. Пример таких кристаллов альбита приведен на вставке Рисунка 2.15д.

Некоторые прослои, обогащенные углистым детритом, в местах их выхода на поверхность вспучились, вследствие их превращения в битум (Бит).

2 серия (275°С)

Эта серия представлена тремя экспериментами, в которых в качестве исходного использовался образец слабо углистого аргиллита, сложенного глинистыми минералами, представленными Кт, Хл, Ил с небольшой примесью ССО, а также обломками Кв и плагиоклазов мелкоалевритовой размерности. Из карбонатных минералов в состав аргиллита входит исключительно Кц. Мольная доля CO_2 в экспериментах изменялась от 0 до 0,003 (см. Рисунок 2.14, Таблицу 2.2). Во всех опытах в качестве буфера присутствовало 0.5 г пирита.

После экспериментов у всех образцов наблюдались схожие изменения поверхности образцов, однако в эксперименте без добавления в состав ГФ углекислоты эти изменения носили слабо выраженных характер.

В опытах с добавлением CO_2 поверхность образцов оказалась интенсивно выщелоченной и осветленной, на ней отмечалось присутствие тонких рыхлых пленочек и корочек светло-серого (гидротермальный Хл), реже светло-зеленого (окислы хрома и никеля) цвета, а также пленки Бит (Рисунок 2.16а, б).

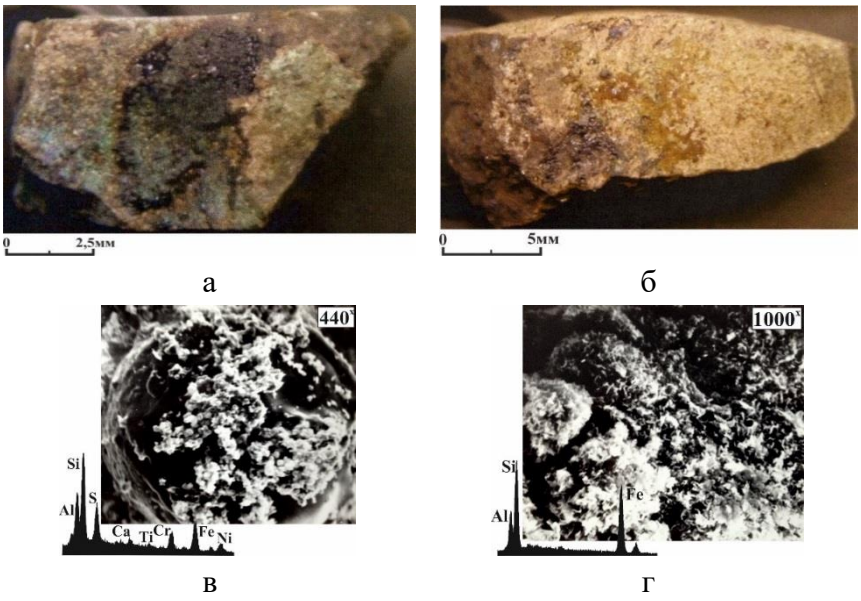


Рисунок 2.16 – Фотографии образцов углистого аргиллита (а, б), а также снимки РЭМ поверхности последнего образца (в) и осадка, поднятого со дна автоклава того же образца (г) после воздействия на них гидротермального флюида, имевших T=275°C, χ_{CO2}=0,001 (а) и χ_{CO2}=0,003 (б-г)

На поверхности капелек Бит также отмечаются многочисленные агрегаты гидротермального Хл (Рисунок 2.16в).

Использование данных РСА, позволило сравнить изменения минерального состава поверхности образцов, полученные до и после опытов. Это сравнение показало, что отмечается рост содержания Хл и, напротив, снижение доли Кт, Кц и плагиоклазов (см. Таблицу 2.2).

В осадке помимо капелек Бит, отмечаются рыхлые тонкие корочки, также сложенные гидротермальным Хл (Рисунок 2.16г). Встречаются прекрасно ограненные кристаллы халькозина.

3 серия (290°C)

В этой серии экспериментов участвовали углистый аргиллит, алевритистый песчаник и тонкослоистый песчаник, в котором слойки сложены углистым детритом. Мольная доля CO_2 в составе ГФ изменялась от 0 до 0.13.

В качестве примеров рассмотрим по одному эксперименту, проведенному с каждым из образцов.

Первый эксперимент проводился с углистым аргиллитом, состоящим из Кт, Хл, Ил с примесью ССО и небольшого количества мелкоалевритовых обломков Кв и плагиоклазов, а также микростяжений Сид. В составе ГФ в этом эксперименте χ_{CO2} = 0.079 (см. Таблицу 2.2).

После завершения эксперимента образец практически не изменил первоначальную окраску, однако на его поверхности образовались многочисленные, главным образом, очень мелкие по размерам (сотые и десятые доли миллиметра) черные капельки Бит. Кроме того, в местах наибольшего их скопления возникли «жирные» пятна (Рисунок 2.17а, б).

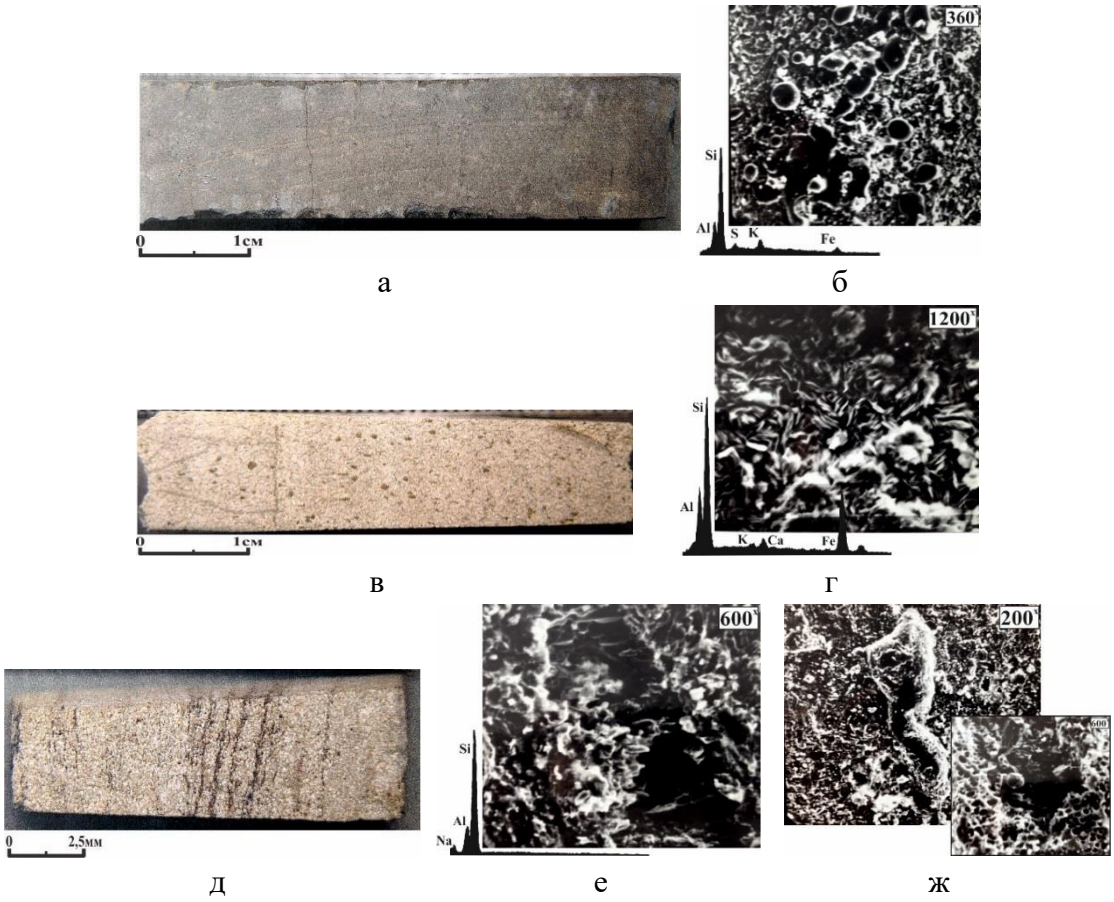


Рисунок 2.17 – Фотографии образцов углистого аргиллита (а), алевритистого (в) и слабоуглистого (д) песчаников, а также снимки РЭМ их поверхности (б, г, е, ж) после воздействия на них гидротермальных флюидов, имевших Т=290°С, χ_{CO2}=0,079 (а, б), χ_{CO2}=0,105(в, г), χ_{CO2}=0,124 (д-ж)

Анализ элементных спектров, полученных с площади снимков РЭМ, свидетельствует о том, что поверхность образца сложена, главным образом, Кв и Ил (см. Рисунок 2.17б). Пик серы, присутствующий на элементном спектре, свидетельствует о том, что Бит относится к классу тиобитумов.

Следующий эксперимент этой серии проводился с алевритистым песчаником, состоящим из обломков Кв и плагиоклазов, а глинистый цемент в нем состоял из Кт, Хл, Ил и небольшой примеси ССО. Карбонаты представлены исключительно мелкими оолитами Сид. В составе ГФ в рассматриваемом эксперименте χ_{CO2} = 0.105 (Рисунок 2.14, Таблица 2.2).

После эксперимента поверхность образца носила следы слабого выщелачивания. На ней возникли тонкие овальные корочки темно-серого с буроватым оттенком цвета с бархатистым отливом, напоминающие по форме «оспинки», сложенные микрочешуйчатым гидротермальным железистым Хл, отложившимся на мелких оолитах Сид (Рисунок 2.17в, г). Этот факт свидетельствует о том, что железо, необходимое для образования Хл выщелачивалось из Сид, который в этих условиях оказался неустойчивым.

Следующий эксперимент проводился с образцом алевритистого песчаника, содержавшего в себе тонкие прослои углистого детрита. Его обломочная часть также состояла из кварц-плагиоклазовых обломочных зерен, сцементированных глинистым (Кт, Хл, Ил, примесь ССО) и карбонатным (Кц, Сид) цементом. В составе ГФ в рассматриваемом эксперименте χ_{CO2} = 0.124 (см. Рисунок 2.14, Таблицу 2.2).

После эксперимента поверхность образца носила следы выщелачивания и слабого осветления, из углистых прослоев произошло образование Бит, имеющего темно-коричневый цвет, который растекся по поверхности образца вокруг этих углистых прослоев, либо стек по его поверхности вниз в виде капелек (Рисунок 2.17д).

На выщелоченной поверхности образца отмечаются многочисленные полости, причем вследствие растворения плагиоклазовых зерен в оставшихся от них пустотах образовались плохо ограненные кристаллы гидротермального альбита (Рисунок 2.17е и его элементный спектр).

На поверхности образца вдоль слойков, обогащенных растительным детритом отмечаются вздутия, представляющие собой метаморфизованный Бит (Рисунок 2.17ж). В Бит присутствуют многочисленные полости, возникшие в результате выделения из него газообразных продуктов гидротермального термолиза, что особенно хорошо видно при большом увеличении (см. вставку на Рисунке 2.17ж).

4 серия (360°С)

Эта серия опытов самая многочисленная. В ней принимали участие те же образцы аргиллитов, алевролитов и песчаников, включая также и гравелит. Мольная доля CO_2 в составе гидротермальных флюидов в этой серии экспериментов изменялась от 0 до 0.5 (см. Рисунок 2.14, Таблицу 2.2). Во всех экспериментах присутствовала пиритовая шихта, кроме двух с максимальной мольной долей в составе ГФ CO_2, равной 0,5.

Проанализируем результаты нескольких экспериментов из этой серии.

В первом из рассматриваемых опытов исходным образцом служил углистый аргиллит, состоящий из Кт, Хл, Ил с примесью ССО. Обломочная часть в нем представлена мелкоалевритовыми зернами Кв и плагиоклазов, а карбонаты – незначительной примесью Кц. В составе ГФ в рассматриваемом эксперименте $\chi_{CO2} = 0.006$ (см. Рисунок 2.14, Таблицу 2.2).

После эксперимента поверхность образца носила следы интенсивного выщелачивания и осветления. Кроме того, на ней отмечалось присутствие тонких пленок метаморфизованного Бит (Рисунок 2.18а). Интересно, что в отличие от капелек Бит, наблюдавшихся в предыдущих опытах, которые характеризовались заметной прочностью и хрупкостью, этот Бит имел пластичную консистенцию и напоминал вязкую нефть.

На выщелоченной поверхности образца отмечаются многочисленные, часто очень мелкие пустоты, имеющие диаметр от 0.12 до 2.0 мкм. Вязкий нефтеподобный Бит, в который превратились растительные остатки, покрывает пространство, прилегающее к образующимся полостям (Рисунок 2.18б).

Сравнение данных РСА, полученных при съемке порошка, полученного с поверхности образца до и после опыта показало, что наблюдается рост доли Хл и Кв, а содержание плагиоклазов, напротив, уменьшается (см. Таблицу 2.2).

Анализ осадка, показал, что в нем встречаются единичные мелкие полупрозрачные «шарики» Бит, а также редкие довольно крупные хорошо ограненные двойниковые кристаллы халькозина, имеющие размеры по длинной оси от 0.4 до 0.9 мм (Рисунок 2.18в).

В следующем эксперименте исходным образцом служил углистый аргиллит. В составе ГФ χ_{CO2} составляла 0.0079 (см. Рисунок 2.14, Таблицу 2.2).

После опыта произошло осветление поверхности образца и его цвет изменился с темно-серого на светло-коричневый (Рисунок 2.18г). Поры и микрополости возникли, главным образом, за счет гидропиролиза углистых слойков и в меньшей степени из-за растворения неустойчивых минералов. Мелкие капельки Бит задерживались на поверхности образца и затем покрывались

тончайшей «мохнатой» пленочкой, состоящей из многочисленных микрочешуйчатых кристаллов гидротермального железистого Хл (Рисунок 2.18д с его элементным спектром).

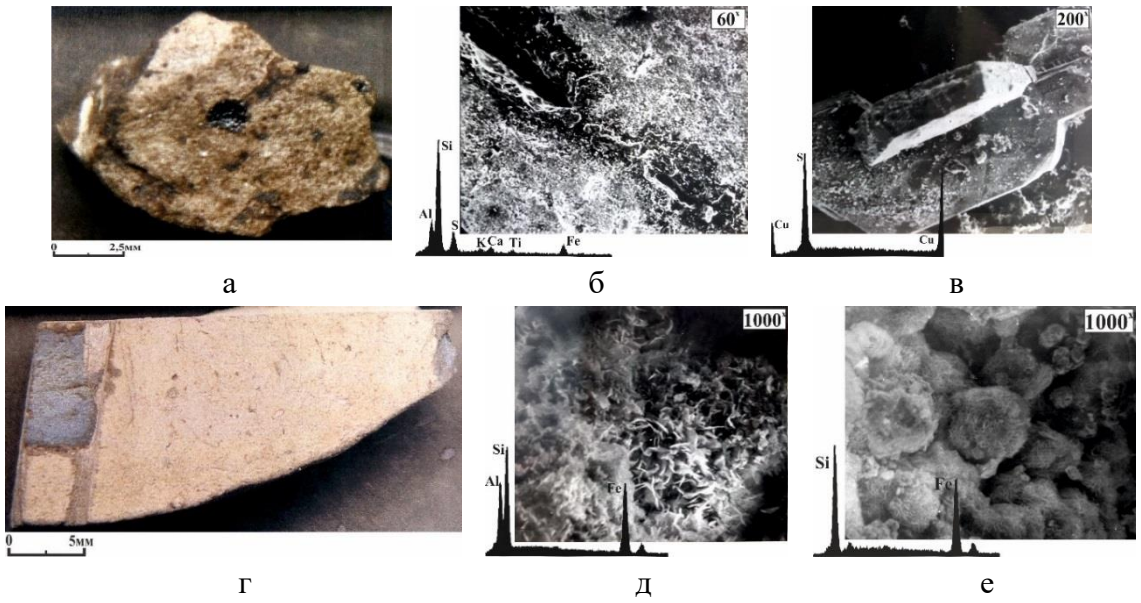


Рисунок 2.18 – Фотографии слабо углистого (а) и углистого (г) аргиллитов, а также снимки РЭМ их поверхности (б, в, д) и осадка, поднятого со дна автоклава последнего эксперимента (е) после воздействия на них гидротермальных флюидов, имевших T=360°C, χ_{CO2}=0,006 (а-в) и χ_{CO2}=0,0079 (г-е)

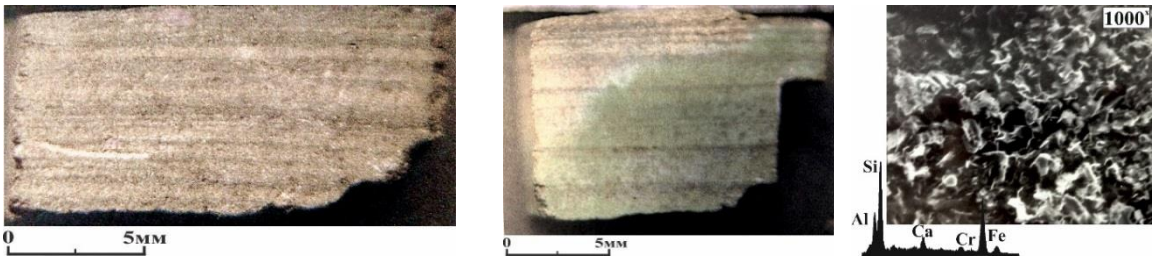
Сравнение данных РСА, полученных при съемке порошка, полученного с поверхности образца до и после эксперимента показало, что гидротермальное воздействие привело к полному исчезновению Кт и Кц, частичному растворению плагиоклазов. Отмечается относительный рост концентрации Ил, но больше всего увеличилось содержание гидротермального железистого Хл (см. Таблицу 2.2).

На дне автоклава помимо пиритовой шихты и новообразованного Пир, присутствуют капли Бит, покрытые микрочешуйчатым гидротермальным железистым Хл (Рисунок 2.18е и его элементный спектр), а также микродрузы халькозина. Обращает на себя внимание тот факт, что состав Хл, образующегося на поверхности образца значительно отличается от такового, встреченного в осадке. Хл, кристаллизующийся на поверхности образца, в своем составе содержит Al, который полностью отсутствует в таковом, образующемся в осадке (сравни элементные спектры к Рисункам 2.18д и 2.18е). Вероятно, последний представляет собой разновидность септехлоритов типа гриналита.

В следующих четырех экспериментах исходным образцом служил слабо углистый алевролит, сложенный обломочными зернами Кв и плагиоклазов, сцементированных Кт, Хл, Ил с небольшой примесью ССО. Карбонатные минералы представлены исключительно раннедиагенетическим Сид.

В первом эксперименте CO_2 отсутствовал в составе ГФ (χ_{CO2} = 0), а во втором присутствовал в небольшом количестве (χ_{CO2} = 0,0009). Несмотря на невысокую концентрацию CO_2 во втором эксперименте, внешний вид сравниваемых образцов заметно отличается. Если цвет поверхности первого образца практически не изменился, то у второго образца она оказалась частично окрашенной в зеленый цвет (Рисунок 2.19а, б).

Анализ снимка РЭМ, полученного с поверхности второго образца, показал, что на нем помимо гидротермального Хл присутствует окись хрома, придающая ей зеленый оттенок (Рисунок 2.19в).



а б в

Рисунок 2.19 – Фотографии образцов слабо углистого алевролита (а, б) и снимок РЭМ поверхности последнего образца (в) после воздействия на них гидротермальных флюидов, имевших T=360°C, χ_{CO2}=0 (а) и χ_{CO2}=0,0009 (б, в)

Оба образца претерпели схожие превращения, заключающиеся в образовании из растительного детрита Бит, выщелачивании плагиоклазов, Сид, уменьшении содержания Кт, появлении гидротермального Хл, небольшой примеси Анг и Ам.кр (см. Таблицу 2.2). Произошло образование вторичной пористости и окремнение поверхности образца.

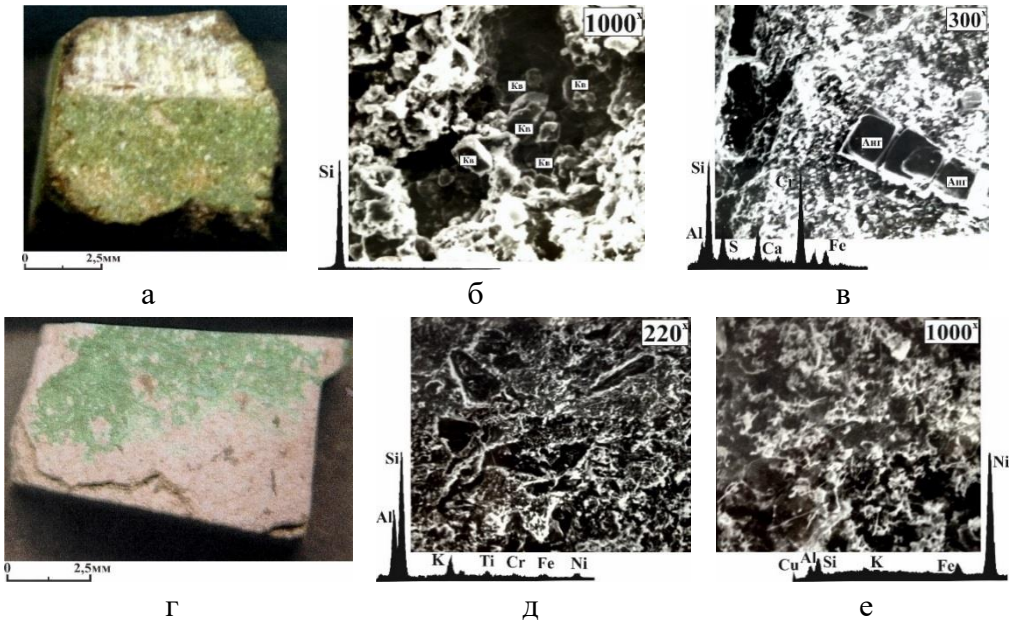
Последние два эксперимента проводились с ГФ, имевшим максимальную концентрацию в своем составе CO_2 (χ_{CO2} = 0,5).

Оба образца претерпели интенсивные преобразования. Произошло осветление их поверхности и выщелачивание неустойчивых минералов, а также образование Бит из растительного детрита. Поверхности обоих образцов покрылись тонкими пленками окислов Ni и Cr, из-за чего они окрасились в зеленый цвет, причем первый образец покрылся окисью хрома, а второй – окисью никеля (Рисунок 2.20а, в и г, е, соответственно).

В первом образце, в образовавшихся за счет выщелачивания неустойчивых минералов (главным образом плагиоклазов) вторичных пустотах, образовался плохо ограненный мелкокристаллический Кв (Рисунок 2.20б). На поверхности рядом с пустотами от вытекшего из них Бит на пленке окислов хрома отложились изометричные кристаллы Анг (Рисунок 2.20в).

На поверхности второго образца также образовались многочисленные поры и микрокаверны (Рисунок 2.20д), покрытые местами тонкой корочкой микрокристаллического бунзенита (Рисунок 2.20е).

По данным РСА после завершения экспериментов доля Кв немного увеличилась содержание Кт практически не изменилось, а плагиоклазов, напротив, уменьшилась. Появились гидротермальные Хл и Сид (см. Таблицу. 2.2). Причем не исключено, что оба последних минерала образовались, главным образом, в результате растворения и перекристаллизации тех же исходных минералов. Так, например, в исходном образце присутствовали две фазы Сид с разным содержанием в них примеси кальция, а в образцах после опыта присутствовала только одна фаза «чистого» Сид без примеси кальция.



а б в

г д е

Рисунок 2.20 – Фотографии образцов слабо углистого алевролита (а) и слабо углистого аргиллита (г), а также снимки РЭМ их поверхности (б, в, д, е) после воздействия на них гидротермальных флюидов, имевших T=360°C и χ_{CO2}=0,5

После завершения последнего эксперимента в автоклаве была обнаружена новообразованная корочка, имевшая площадь около 16 мм^2 и толщину, равную приблизительно 1 мм. Она имела зональное строение. Внутренняя ее часть обладала темно-серым с буроватым оттенком цветом, а наружная ее часть была светло-серого цвета. Микроскопический анализ показал, что темная внутренняя ее часть сложена многочисленными округлыми «лохматыми» агрегатами железистого Хл типа гриналита, состоящими из мелких тонких пластинок, имеющих размеры около 2-4 мкм, а диаметр самих шарообразных агрегатов составляет около 6-26 мкм (Рисунок 2.21а, б).

Внешняя часть рассматриваемой корочки, имеющая светло-серый цвет оказалась сложенной также шарообразными «мохнатыми» агрегатами железистого Хл, имеющими диаметр 12-30 мкм, но в отличие от предыдущих, состоящих исключительно из Fe и Si, в этих агрегатах Хл помимо Fe и Si присутствует Al (Рисунок 2.21в).

Кроме описанной выше корочки, в осадке, встречены также рыхлые агрегаты, представленные окислами меди, хрома и никеля (Рисунок 2.21г).

5 серия (400ºC)

В этой серии опытов кроме CO_2 (0.48 г/л) в ГФ присутствовали соли: 36.8 г/л NaCl и 3.1 г/л $CaCl_2$. Пиритовая шихта отсутствовала (см. Рисунок 2.14).

Эта серия включает в себя два эксперимента, в которых в качестве исходных использовались образцы песчаников. Оба песчаника сложены обломочными зернами Кв и плагиоклазов, а глинистый цемент представлен Кт, Хл и Ил, но первый образец слабо известковистый и в нем помимо Кц присутствовала небольшая примесь Сид, а во втором преобладал поровый кальцитовый цемент, но отсутствовал Сид.

В обоих экспериментах наблюдались схожие изменения, произошедшие вследствие воздействия на них ГФ. После опыта наблюдалось осветление и выщелачивание поверхности обоих образцов.

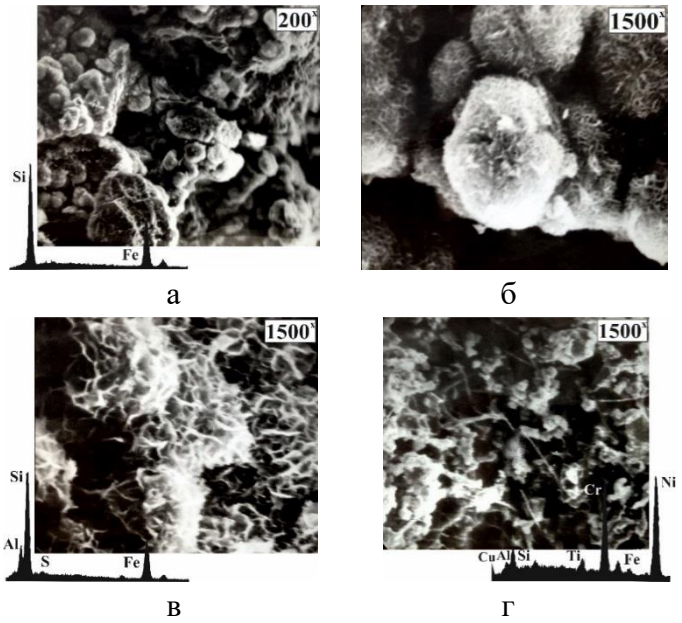


Рисунок 2.21 – Снимки РЭМ осадка, образовавшегося на дне автоклава, после воздействия на слабо углистый аргиллит гидротермального флюида, имевшего T=360°C и χ_{CO2}=0,5

Сравнение результатов анализа РСА образцов до и после эксперимента показало, что содержание плагиоклазов в них уменьшилось, а доля Кв, напротив, возросла. В обоих образцах полностью пропал Кт, уменьшилось содержание Хл. В первом образце снизилось содержание Ил, а во втором он полностью исчез. В первом образце полностью растворились Кц и Сид, а во втором - содержание Кц заметно уменьшилось (см. Таблицу 2.2).

В осадке после проведения первого опыта присутствует большое количество окислов Ni и Cu (бунзенит, куприт, тенорит), а в осадке второго – только бунзенит и куприт, а также переотложенный гидротермальный Кц (см. Таблицу 2.2). В осадках также присутствуют другие фазы, которые методом РСА точно диагностировать не удалось из-за низкого содержания и слабой упорядоченности их кристаллической структуры, поэтому можно лишь предполагать, что они представлены кальциевыми силикатами и Na-Ca цеолитами.

Понятно, что полученные результаты гидротермального моделирования в системе H_2O-CO_2 не являются полной аналогией природных гидротермальных процессов. Тем не менее, эти результаты позволили установить ряд важных закономерностей, объясняющих формирование вторичной пористости, образование Бит и наблюдаемых в природе минеральных ассоциаций. Рассмотрим их более подробно.

Полученные данные в рассматриваемой серии опытов приведены в Таблице 2.3.

Таблица 2.3 – Изменения минеральных ассоциаций в составе юрских отложений после проведения гидротермальных экспериментов при различных температурах

	235°C	275°C	290°C	360°C		400°C + Соли + CO_2 (0,48 г/л)
				χ CO_2		
				0-0,01	0,5	
Гидротермальные новообразования	Аморфный кремнезём, Сидерит, Альбит, Битум	Аморфный кремнезём, Хлорит, Битум	Аморфный кремнезём, Хлорит, Альбит, Битум	Аморфный кремнезём, Хлорит, Ангидрит, Битум	Ангидрит, Кварц, Сидерит, Хлорит, Битум	Силикаты Ca(?), Na-Ca цеолиты (?)
	Рост относительного содержания кварца					
Неустойчивые фазы	Плагиоклазы, Хлорит, Кальцит, Исходное ОВ	Плагиоклазы, Каолинит, Кальцит, Пирит, Исходное ОВ	Плагиоклазы, Сидерит, Кальцит, Пирит, Исходное ОВ	Плагиоклазы, Кальцит, Каолинит, Сидерит, Пирит, Исходное ОВ	Плагиоклазы, Кальцит, Исходное ОВ	Плагиоклазы, Каолинит, Иллит, Кальцит, Сидерит, Хлорит

Самыми неустойчивыми минералами, по результатам гидротермальных экспериментов, являются плагиоклазы. Именно за счет их растворения ГФ происходит формирование основной части вторичной пористости. Действительно, во всех проведенных экспериментах именно они растворяются в первую очередь, в результате чего в образцах образуется вторичная пористость, величина которой при прочих равных условиях, определяется размерами и количеством исходных обломочных зерен плагиоклазов.

При этом в первую очередь, растворяется анортитовый минал плагиоклазов, а более устойчивый альбитовый в ряде случаев отлагается в образующихся вторичных порах в виде плохо ограненных кристаллов гидротермального альбита (см. Рисунки 2.15д, 2.17е). Именно такая ситуация наблюдается и в природных объектах, подвергавшихся воздействию гидротермальных флюидов [57; 95-97; 111; 115; 117]. Правда в поровом пространстве пород-коллекторов кристаллы новообразованного (гидротермального) альбита обладают совершенной огранкой кристаллов, что объясняется гораздо большей продолжительностью остывания ГФ в природных условиях (см. вставку на Рисунке 2.15д).

Неустойчивым также является поровый Кц, который интенсивно растворяется ГФ в результате чего также образуется вторичная пористость.

Преимущественное растворение ГФ карбонатов и плагиоклазов приводит к окремнению поверхности испытуемых образцов и формированию в них вторичной пористости, что также наблюдается и в природных объектах [57; 95-97; 111; 115; 117].

Находящийся в растворенном состоянии Ам.кр, выпадающий из ГФ в виде хлопьев при охлаждении автоклавов, в природных условиях выделяется из гидротерм в поровом пространстве пород-коллекторов или в виде мелких хорошо ограненных новообразованных кристаллов кварца, или в форме регенерационных граней на его обломках (см. Рисунки 2.1в, г, 2.2в, е, 2.11б, 2.13б, в). Это объясняется той же причиной, что и в случае образования кристаллов альбита, а именно - очень медленным остыванием ГФ в природных условиях. Лишь в одном из проведенных экспериментов, входивший в состав ГФ, кремнезем успел выделиться в форме плохо ограненных мелких кристаллов кварца (см. Рисунок 2.20б).

Важным отличием минеральных преобразований, наблюдавшихся в самых низкотемпературных экспериментах (1 серия, 235ºС) от более высокотемпературных опытов, является то, что при низких температурах Хл является неустойчивым и растворяется ГФ, в то время как Кт и Сид в этих условиях являются устойчивыми минеральными фазами (см. Таблицы 2.2 и 2.3).

В более высокотемпературных экспериментах (Т = 275ºС и выше), напротив, Кт и Сид становятся неустойчивыми и разлагаются, зато образуется гидротермальный Хл (см. Рисунки 2.16в, г, 2.17г, 5д, е, 2.19в, 2.21а-в, Таблицы 2.2 и 2.3). Обращает на себя внимание тот факт, что состав гидротермального Хл не постоянен и зависит от содержания и соотношения в ГФ Al, Fe и Si (см. Рисунки 2.18д, е, 2.21а, в).

Следует отметить, что наиболее интенсивно гидротермальный железистый Хл образуется в экспериментах, в которых добавлялась буферная шихта пирита (см. Таблицы 2.2 и 2.3). Это объясняется реакцией Пи с металлами, входящими в состав автоклава, в результате чего в ГФ поступает железо, необходимое для образования Хл:

$$FeS_2 + 2Ni^0 \text{ или } 4Cu^0 \rightarrow Fe^{2+} + 2NiS \text{ или } 2Cu_2S, \quad (2.8)$$

Однако в экспериментах с самым высоким содержанием CO_2 в составе ГФ ($\chi_{CO2} = 0,5$), Кт сохраняется и отмечается образование гидротермальных Сид и Хл (см. Таблицы 2.2 и 2.3). Вероятно, этот факт объясняется появлением в составе ГФ большого количества угольной кислоты и, соответственно, повышением его кислотности, что способствовало сохранению Кт и перекристаллизации Сид. Не исключено, что Хл в этой системе является метастабильной фазой.

Добавление солей (NaCl и $CaCl_2$) в состав ГФ в самых высокотемпературных экспериментах (5 серия, Т = 400ºС) в значительной степени изменило соотношение минеральных равновесий. Практически все минералы, входящие в состав песчаников (кроме Кв) стали в большей или меньшей степени неустойчивыми. Даже Ил, который практически во всех экспериментах сохранялся в составе образцов, в этой серии опытов оказался неустойчивым. То же самое касается Кт и в меньшей степени Хл (см. Таблицы 2.2 и 2.3). Появившиеся в результате растворения ГФ этих минералов, фазы, к сожалению, не удалось точно диагностировать и лишь можно предполагать, что они представлены силикатами кальция и Na-Ca цеолитами (см. Таблицы 2.2 и 2.3).

Отсутствие в юрских отложениях силикатов кальция и цеолитов позволяет предположить, что природные гидротермы, внедрявшиеся в эти отложения, или обладали низкой минерализацией и не содержали в своем составе такого количества солей, либо их температура была ниже 400ºС. Возможно также, что имели место оба эти фактора.

Интересно, что даже такой «космополит» как Пи оказался неустойчивым в гидротермальных условиях и в зависимости от температуры и концентрации CO_2 разлагается с образованием либо железосодержащих карбонатов (сравнительно невысокие температуры или высокая концентрация CO_2), либо железистого Хл (более высокие температуры и низкая концентрация CO_2).

Следующее очень важное наблюдение заключается в том, что после завершения экспериментов с присутствием в составе ГФ CO_2, отмечается осветление поверхности образцов, которое особенно ярко проявляется в опытах с аргиллитами, обогащенными органическим детритом, которые в исходном состоянии имели темно-серый цвет, а после проведения опытов приобретали светло-серый оттенок (см. Рисунки 2.17а, 2.18г, 2.20г). Этот факт свидетельствует о том, что в этих экспериментах происходило окисление исходного ОВ.

То же самое справедливо и в отношении появлявшихся в этих экспериментах окислов Ni, Cr и Cu (см. Рисунки 2.16а, 2.19б, 2.20а, г, е, 2.21г). Возникновение окислов в небольшом количестве отмечалось в экспериментах уже при 275°С (см. Рисунок 2.16а), однако интенсивное осветление образцов и образование большого количества окислов наблюдалось в наиболее высокотемпературных экспериментах (4 и 5 серии, то есть при температурах 360°С и выше). Причем в экспериментах, проводившихся с одним и тем же образцом при одной и той же температуре (360°С) в случае отсутствия в ГФ CO_2 поверхность образцов не осветлялась и на ней отсутствовали окислы металлов (см. Рисунок 2.19а), а при её добавлении, напротив, наблюдалось осветление поверхности и на ней появлялись окислы металлов, входивших в состав автоклавов (см. Рисунок 2.19б).

Из установленных фактов можно заключить что при высоких температурах углекислота проявляет свойства окислителя:

$$Ni^0 + CO_2 = NiO + CO, \quad (2.9)$$

$$2Cr^0 + 3CO_2 = Cr_2O_3 + 3CO, \quad (2.10)$$

Наиболее сильно окислительные способности CO_2 проявляет в самых высокотемпературных опытах, в которых гидротермальный флюид имел температуру 400°С. В этих экспериментах наряду с бунзенитом (NiO) появляются куприт (Cu_2O) и тенорит (CuO):

$$2Cu^0 + CO_2 = Cu_2O + CO, \quad (2.11)$$

$$Cu_2O + CO_2 = 2CuO + CO, \quad (2.12)$$

Таким образом, в этих экспериментах восстановителями CO_2 наряду с ОВ являются металлы, входящие в состав автоклавов. Поэтому в ГФ в самых высокотемпературных экспериментах наряду с CO_2 должна появиться окись углерода (CO).

Действительно, хроматографический анализ газовой фазы с помощью детектора по теплопроводности после завершения одного из таких опытов показал, что в её составе наряду с водой и CO_2 присутствует большое количество CO (Рисунок 2.22а).

Окислительными способностями CO_2 также объясняется появление в рассматриваемых экспериментах Анг вследствие окисления пиритной серы и/или содержащего серу Бит, в результате чего образовывалась серная кислота, которая затем нейтрализовалась, вступая в реакцию с Кц. В результате реакции с Ca^{2+}, появлявшимся в состав ГФ из-за растворения анортитового минала плагиоклазов также образовывался Анг (см. Рисунок 2.20в).

Все перечисленные факты свидетельствуют о том, что при достаточно высоких температурах равновесие смещено вправо.

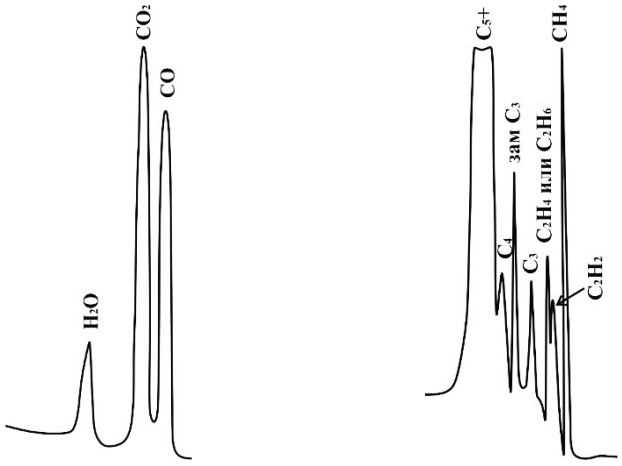
$$2CO_2 \leftrightarrow 2CO + O_2, \quad (2.13)$$

В соответствии с принципом Ле Шателье увеличение давления (при сохранении температуры), напротив, должно смещать это равновесие влево, так как в левой части уравнения присутствуют 2 моля CO_2, а в правой – 3 моля соединений (2 моля CO и 1 моль O_2). Поэтому при подъеме высокоэнтальпийного ГФ, содержащего в своем составе CO_2, из фундамента в осадочный чехол происходит падение давления и, соответственно, смещение рассматриваемого равновесия вправо, то есть с образованием CO и O_2.

Если этот флюид проникает в отложения, обогащенные ОВ, то происходит их осветление вследствие окисления органики кислородом с образованием CO_2, CO и H_2O.

В выполненных экспериментах при превращении исходного ОВ в Бит, наряду с образованием вторичной пористости, наблюдалось выделение большого количества летучих УВ, вследствие чего в образующемся Бит оставались многочисленные полости (см. Рисунок 2.17ж). Анализ газовой фазы, образующейся в автоклаве после завершения эксперимента, показал

наличие в её составе УВ от C_1 до C_5 (Рисунок 2.22б). Причем в составе газовой фазы преобладают наиболее тяжелые газообразные алканы (C_5 и близкие к ним по времени удержания УВ). Поэтому можно заключить, что в результате воздействия высокоэнтальпийного ГФ на ОВ, присутствующее в юрских отложениях, помимо метана, образуется множество более тяжелых УВ (см. Рисунок 2.22б).



а б

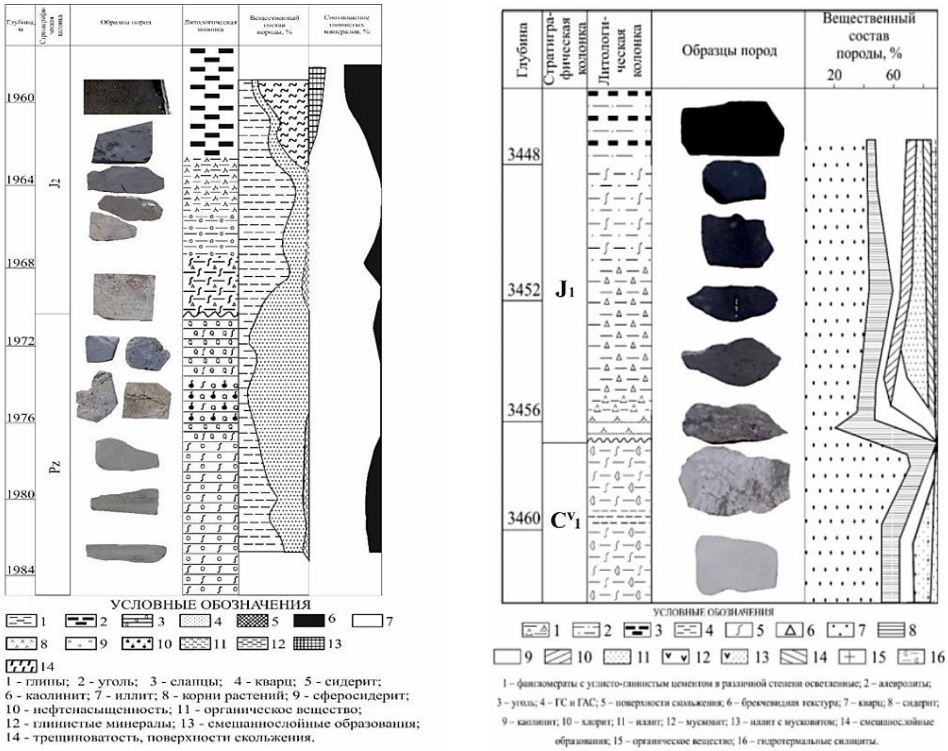
Рисунок 2.22 – Хроматограммы газовой фазы, отобранной из автоклавов после завершения экспериментов, полученные с помощью детектора по теплопроводности (а) и пламенно-ионизационного детектора (б)

При высокотемпературном гидропиролизе ОВ наряду с насыщенными УВ возникает большое количество ненасыщенных УВ [115; 120; 121]. Эти ненасыщенные УВ (алкены) активно взаимодействуют с водородом и другими углеводородными соединениями в результате чего образуется дополнительное количество более высокомолекулярных насыщенных УВ.

Проведенные эксперименты также позволили установить, что в зависимости от мацерального состава и степени окисленности (фюзенизации) растительного детрита, присутствующего в составе юрских образцов, участвовавших в гидротермальных экспериментах, он превращался либо в полужидкую вязкую субстанцию, напоминающую нефть, либо в твердые, часто каплевидные образования с микропористой структурой, обусловленной выделением газообразных продуктов термодеструкции (см. Рисунки 2.16в, 2.17б, ж, 2.18б).

2.2.2. Гидротермальное моделирование в системе H_2O-H_2O_2

Осветленные зоны большой толщины нередко обнаруживаются скважинами, вскрывшими доюрский комплекс (ДК). Причем эти зоны зачастую продолжаются и в перекрывающих их базальных осадках юрского возраста [57; 96; 111; 115]. Осветлённые осадки обладают явными признаками пород, претерпевших гидротермальное воздействие высокоэнтальпийными ГФ с обычными ассоциациями минералов, имеющих гидротермальный генезис. Наиболее однозначно осветление осадков наблюдается в осадках, имеющих глинисто-углистый состав. В них осветленые зоны по направлению снизу-вверх начинают становиться все более тёмными, что вызывается постепенным ослаблением воздействия ГФ на описываемую разновидность осадков (Рисунок 2.23а, б).



а б

Рисунок 2.23 – Литологические разрезы с зонами осветления базальных юрских отложений и кровельной части доюрского комплекса по скважинам Убинского (а) и Северо-Варьеганского (б) месторождений

Наблюдаемое осветление осадков, в которых присутствует ОВ, вынуждает предполагать, что в составе ГФ должен присутствовать окислитель, которым с наибольшей степенью вероятности является кислород. В.И. Бгатов в своей небольшой монографии, действительно, доказал присутствие кислорода в составе флюидов, которые выделяются из магмы [12].

Для того, чтобы проверить это предположение о существовании кислорода в ГФ и его активного участия в процессе обеления юрских отложений были проведены эксперименты с участием ГФ, в составе которых присутствовал кислород в различных концентрациях. Для экспериментов были приготовлены образцы песчаника, углистых аргиллитов и гравелит, отобранные из нижнеюрских осадков.

В качестве источника кислорода в этих экспериментах использовалась перекись водорода (H_2O_2), разбаленная в определенной пропорции с водой.

Эксперименты выполнялись при давлении, равном 70 МПа и температуре - 390°С. Эта величина температуры выбиралась с учетом термобарогеохимических исследований газово-жидких включений в кристаллах гидротермального кварца, отобранных из кровельной части абалакской свиты (пласт $КС_1$) в пределах Салымского месторождения. Продолжительность опытов равнялась 10 суткам. Содержание кислорода в ГФ определялась концентрацией в нём H_2O_2. Соотношение объемов H_2O/H_2O_2 варьировало от 8/0 до 5/3. Во все автоклавы в качестве буфера добавлялся раздробленный в виде шихты пирит в количестве 1.65 г.

Оценка величины образовавшейся вторичной пористости осуществлялась лишь на качественном уровне, поскольку она возникала, главным образом, в приповерхностной части образца, так как система образец-ГФ была закрытой и процесс растворения образца флюидом прекращался по мере его насыщения растворяемыми минеральными компонентами. Следует

обратить внимание на тот факт, что после завершения экспериментов на поверхности образцов часто образовывались тонкие корочки, состоящие из эпигенетических минералов, возникших в результате воздействия на исходные образцы ГФ. Эти минеральные новообразованные корочки часто делали невозможным анализировать структурные изменения, произошедшие на их поверхности, например, определение величины вторичной пористости, образовавшейся на их поверхности. По этой причине с целью изучения особенностей выщелачивания и/или растворения поверхностной части образцов в результате воздействия на них ГФ, выбирались участки их поверхности, на которых не было отложений эпигенетичных минералов гидротермального генезиса.

Результаты экспериментов по воздействию на образцы ГФ с различным содержанием в их составе кислорода, представлены в Таблице 2.4.

Начальные опыты (в количестве четырех) осуществлялись с использованием образца *углисто-алевритистого аргиллита* темно-серого цвета, содержащего в себе тонкие углистые прослойки, а также более ли менее равномерно распределенным в нем, мелким растительным детритом. Образец состоит в основном из Хл, Кт и Ил с незначительной примесью обломочных зерен плагиоклазов и Кв, имеющих мелкоалевритовую размерность и небольшим количеством мелкозернистого Кц.

Опыты осуществлялись для того, чтобы попытаться установить возможные закономерности в вариациях перемен в минеральном составе аргиллита, которые происходили в нем под действием ГФ, характеризовавшегося различным соотношением в нем H_2O/H_2O_2.

Первый опыт, в котором в ГФ отношение H_2O/H_2O_2 было равно 8/0 произошло небольшое осветление верхней части образца, а также возникновение на его поверхности большого количества битумных капелек, которые образовались из углистых прослоев. Следует отметить, что форма образовавшихся тел Бит, зависела от морфологии угольных остатков, поэтому он появлялся то в виде довольно изометричных капелек, то в форме протяженных образований (Рисунок 2.24а-в). Поскольку объем образовывавшихся жидких нафтидов превышал таковой исходного ОВ, то происходил флюидоразрыв образцов с образованием микротрещин, по которым на поверхность образцов вытекал Бит (см. Рисунок 2.24а-в). В образовавашихся капельках Бит отмечаются многочисленные полости от газообразных продуктов, которые, скорее всего представляли собой УВ, воду и CO_2 (см. Рисунок 2.24б, в).

Изучение поверхностной части образца после завершения опыта, позволило отметить, что произошло её слабое выщелачивание, из-за чего на ней возникли мелкие полости, размеры которых как правило, не более 1,3-2,6 мкм (Рисунок 2.24в, г).

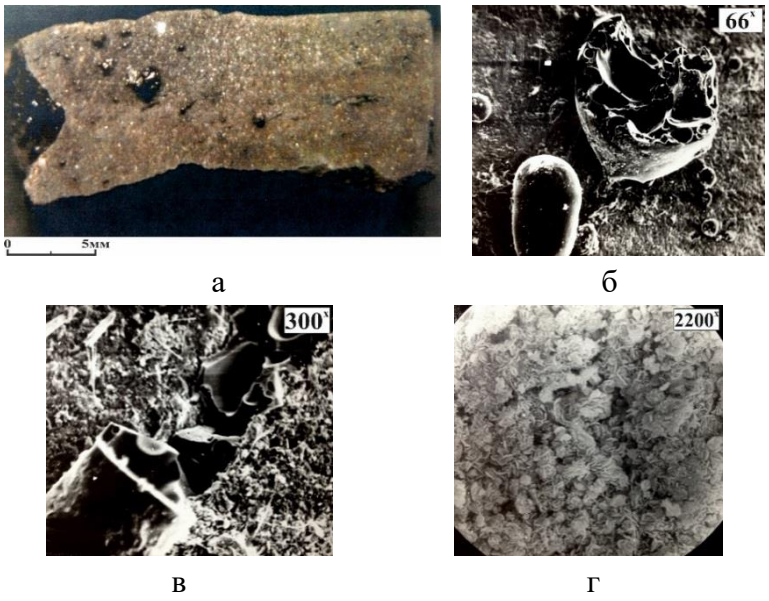
По данным РСА до и после эксперимента с рассматриваемым образцом, содержание в нем Кв не изменилось, отмечается небольшое снижение содержания плагиоклазов, полностью пропали Кц и Кт, зато, увеличелось содержание эпигенетического хлорита в форме очень мелких пластинчатых кристалликов (Рисунок 2.24г).

На зернах шихтового Пи также наблюдается возникновение мелких чешуек эпигенетического железистого Хл гидротермального происхождения.

Таблица 2.4 – Минеральный состав пород юрского возраста после их обработки гидротермальными флюидами, при различных значениях H_2O/H_2O_2, температуре 390ºС и давлении 70 МПа

Литология	H_2O/H_2O_2	Ам.кр	Анг	Гем	Ил	Кв	Кт	Кц	Мг	Пл	Сид	Хл		S°	Бит	Другие фазы гидротермального происхождения
												Исх	Гт			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Аргиллит углисто-алеврит.	8/0	н/д	+	0	>	=	<	<0	0	<	0	=	+	0	+	Апатит
Аргиллит углисто-алеврит.	7/1	+	+	0	=	>	<0	<0	+	<	0	=	+	+	+	н/д
Аргиллит углисто-алеврит.	6/2	н/д	+	+	=	>	<0	<0	0	<	0	=	+	+	0	н/д
Аргиллит углисто-алеврит.	5/3	+	+	+	>	>	=	<0	0	<	0	=	+	н/д	0	Сульфаты Al, K, Na (типа квасцов), миллозевичит
Песчаник ср. зерн.	8/0	+	0	0	=	>	<0	0	0	<	<0	=	+	0	+	н/д
Песчаник ср. зерн	5/3	+	+	+	=	>	=	0	0	<	<0	=	+	+	0	Сульфаты Ni, Cr. Осадок: Ам.кр, сульфаты Ni, Cr, S°, Гем
Аргиллит углистый	8/0	н/д	0	0	>	>	<0	0	0	<	<0	=	+	0	+	н/д
Аргиллит углистый	5/3	+	+	+	=	>	=	0	0	<0	<0	=	0	+	0	Сульфат Ni. Осадок: Гем, Анг, сульфаты Ni, S°
«Пестрый» гравелит	5/3	н/д	+	0	>	=	>	0	+	0	<0	0	0	н/д	0	н/д

Примечания: Исх – исходная минеральная фаза, входящая в состав юрских отложений; Гт – новообразованная минеральная фаза гидротермального происхождения; < - уменьшение относительного содержания минеральной фазы; > - увеличение относительного содержания минеральной фазы; + - появление новой минеральной фазы гидротермального происхождения; 0 – минеральная фаза полностью отсутствует; = - исходная минеральная фаза сохраняется; <0 – снижается содержание минерала до полного его исчезновения; н/д – данные отсутствуют; Ам.кр – кремнезем аморфный; Анг – ангидрит; Бит – битум; Гем – гематит; Ил – иллит; Кв – кварц; Кт – каолинит; Кц – кальцит; Мг – магнетит; Пл – плагиоклазы; Сид – сидерит; Хл – хлорит; S°- сера самородная



а б в г

Рисунок 2.24 – Фотография образца углисто-алевритистого аргиллита (а) и снимки РЭМ его поверхности (б-г) после воздействия на него ГФ, имевшего соотношение H_2O/H_2O_2, равное 8/0
а – внешний вид образца после завершения эксперимента; б – капли битума различной формы и размеров; в – трещина флюидоразрыва, заполненная образовавшимся битумом с пустотами от выделившихся из него летучих; г – увеличенный фрагмент его поверхности с многочисленными мелкими чешуевидными кристаллами гидротермального железистого хлорита

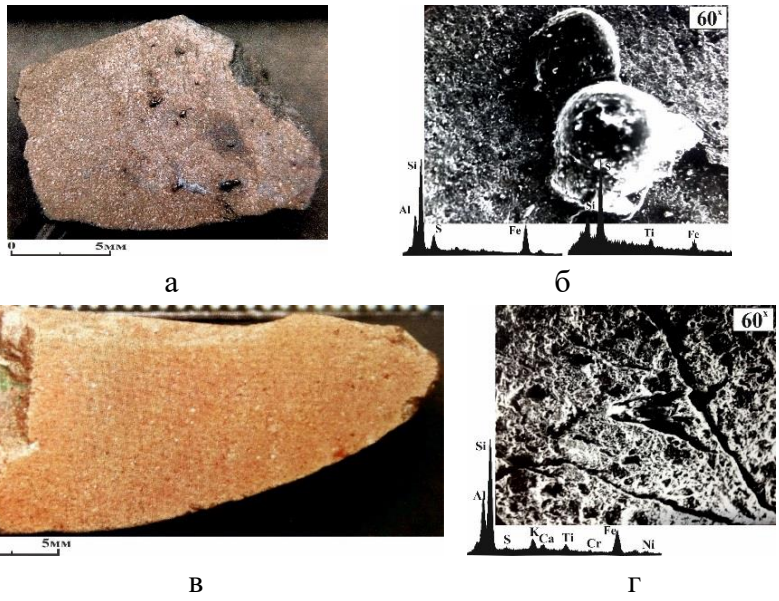
В следующем опыте отношение H_2O/H_2O_2 в ГФ составляло 7/1.

Анализ поверхности образца после завершения эксперимента показал, что произошло небольшое её осветление, на ней образовался налет бурого цвета, который оказался состоящим из мелких чешуек железистого Хл, а также магнетита (Рисунок 2.25а). Подобно предыдущему эксперменту, на его поверхности после окончания опыта, было установлено, что образовались капельки Бит, но их число и размеры гораздо меньше, чем таковые, образовавшиеся в ранее рассмотренном эксперименте (сравни Рисунки 2.24а и 2.25а).

Изучение поверхностной части рассматриваемого образца показало, что она оказалась незначительно растворенной или выщелоченной, появились тонкие трещинки, образовавшиеся в результате флюидоразрыва. Именно по этим трещинкам на неё и вытекал образовавшийся битум (Рисунок 2.25а, б). Анализ спектра элементов, который был получен с его поверхности показал, его поверхность состоит в основном из Ил, Кв, магнетита и железистого Хл (Рисунок 2.25б, левый спектр). Изучение элементного спектра капелек Бит, возникших на его поверхности, продемонстрировал, что они богаты серой. Иными словами, мы имеем дело с тиобитумом (см. Рисунок 2.25б, правый спектр).

Сравнивая данные, полученные с использованием метода РСА, было установлено, Кц и Кт, снизилась концентрация плагиоклазов, напротив, произошол рост концентрации Хл (см. Таблицу 2.4).

На границе с шихтой Пи в подошвенной части образца помимо мелкозернистого магнетита обнаружено присутствие очень мелких кристаллических зерен самородной серы (S^o).



а б

в г

Рисунок 2.25 – Фотографии образцов углисто-алевритистого аргиллита (а, в) и снимки РЭМ их поверхности (б, г) после воздействия на них ГФ, имевших соотношение H_2O/H_2O_2, равное 7/1 (а, б) и 6/2 (в, г)

а – внешний вид образца после завершения опыта; б – капли битума, элементный спектр которых приведен справа от снимка; в – внешний вид образца после завершения эксперимента; г – микрополости на его поверхности, образовавшиеся вследствие выщелачивания ГФ неустойчивых минералов и окисления ОВ и битума (здесь и далее под снимками приведены элементные спектры, полученные с их площади, если нет иных указаний)

В следующем опыте соотношение H_2O/H_2O_2 в составе ГФ равнялось 6/2.

Изучение образца после проведенного эксперимента позволило установить следующее. Во-первых, оказалось, что его поверхность подверглась интенсивному растворению и выщелачиванию, что вызвало образование большого количества мелких эпигенетических пустот. Его цвет, благодаря образованию мелкозернистых окислов железа на его поверхности, стал светло-бурым (Рисунок 2.25в). Однако, благодаря присутствию в ГФ кислорода произошло окисление ОВ, из-за чего под бурой пленкой окислов железа обнаруживается, что сам образец имеет поверхность светло-серого цвета.

Небольшое увеличение позволяет рассмотреть трещиновато-микропористую структуру, которую приобрала поверхности образца после эксперимента. Эта микроструктура возникла первоначально в результате флюидоразрыва образца вследствие генерации исходным ОВ Бит, а в последствие в результате его окисления кислородом, присутствовавшем в составе ГФ (Рисунок 2.25г). Ширина образовавшихся трещин равна 35-85 мкм, а их длина – более 0,9-1,9 мм. Анализ элементного состава поверхности рассматриваемого образца показал, что на ней отмечаются, главным образом, Ил, Кв, а также эпигенетические минералы гидротермального происхождения, а именно, гематит (Гем) с незначительной примесью Хл и Анг (см. Рисунок 2.25г).

Сравнение результатов, полученных с использованием метода РСА образца до и после его взаимодействия с ГФ, показало, что с поверхностной его части пропали Кц и Кт, снизилась концентрация плагиоклазов, однако слегка выросло содержание Хл и образовался мелкокристаллический Гем (см. Таблицу 2.4).

Можно сделать вывод, что рост содержания H_2O_2 в ГФ вызывает полное окисление исходного ОВ, содержащегося в поверхностной зоне образца. Окисление ОВ, кроме того, ведет к образованию эпигенетической дополнительной пористости. Более того, из-за окисления ОВ в

автоклаве дополнительно образуется углекислота. Её присутствие благоприятствует выщелачиванию в сформировавшейся обстановке неустойчивых минералов, в результате растворения которых образуется дополнительное пустотное пространство. Более того, возникает серная кислота, которая реагирует с Кц и кальцием, входящим в состав растворяющихся плагиоклазов с образованием эпигенетического гидротермального Анг.

В следующем опыте отношение H_2O к H_2O_2 в составе ГФ равнялось 5/3. Иными словами в этом опыте содержание H_2O_2 и, выделяющегося при её разложении, кислорода в ГФ составляло наибольшую величину.

Этот образец после окончания эксперимента обладал темно-коричневым цветом. В его подошвенной части выделяется прямолинейная почти горизонтальная граница между жидкостью и газом, подчеркиваемая мелкокристаллическим Гем, имеющим темно-серую окраску (Рисунок 2.26а).

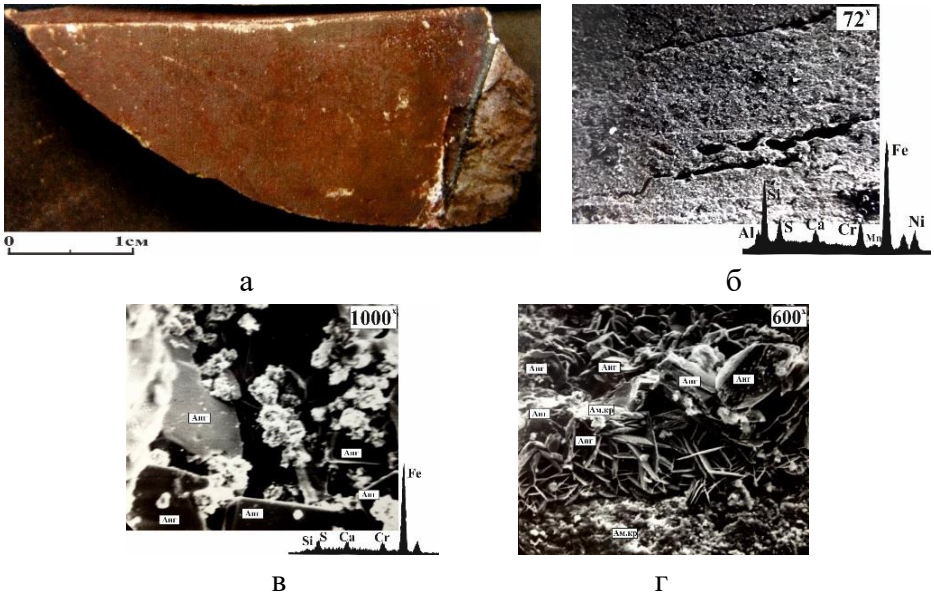


Рисунок 2.26 – Фотография образца углисто-алевритистого аргиллита (а) и снимки РЭМ его поверхности (б-г) после воздействия на него ГФ, имевшего соотношение H_2O/H_2O_2, равное 5/3
а – внешний вид образца после завершения эксперимента; б – микрополости на его поверхности, образовавшиеся вследствие выщелачивания ГФ неустойчивых минералов и окисления образовавшегося битума; в – увеличенный фрагмент того же участка с крупными кристаллами ангидрита (Анг) и многочисленными мелкими агрегатами гематита (Гем), элементный спектр которых приведен пол снимком; г – многочисленные мелкие пластинчатые кристаллы Гем, расположенные на двухфазной границе (жидкость-газ), местами покрытые хлопьевидными агрегатами аморфного кремнезема (Ам.кр)

Поверхностная часть рассматриваемого образца сначала была осветлена в результате окисления исходного ОВ, присутствовавшего в образце. На поверхности отмечаются многочисленные мелкие трещинки, образовавшиеся в результате флюидоразрыва и микропустоты, возникшие за счет окислившихся углистого детрита и образовавшегося из него Бит (Рисунок 2.26б). Ширина возникших микротрещин составляет 12-76 мкм, а их длина обычно превышает 1.4-2.2 мм (см. Рисунок 2.26б).

Исходя из полученного элементного спектра поверхностной части образца после завершения эксперимента, на ней отмечаются Анг, Кв и Гем (см. Рисунок 2.26б). На снимке с большим увеличением прекрасно наблюдаются хорошо ограненные кристаллы эпигенетического

Анг, образовавшегося из ГФ. На поверхности этих кристаллов и рядом с ними образовались в большом количестве агрегаты микрозернистого Гем (Рисунок 2.26в с элементным спектром, полученным с поверхности зерен Гем).

Помимо Гем и Анг здесь же отмечаются войлокообразные новообразования сульфатов подобным по своему составу квасцам (в них присусутствуют K, Al и Na), а также миллозевичит (сернокислый алюминий). Последние минеральные фазы, скорее всего представляют собой закалочные фазы, выделившиеся в результате пересыщения ГФ вследствие его быстрого охлаждения.

На границе двух фаз (газообразного и жидкого флюидов) образовался мелкозернистый Гем, имеющий чещуевидный габитус, чешуйки которого характеризуются размерами 6-32 мкм. В ассоциации с ними отмечаются заметно превышающие их по размерам гидротермальные кристаллы Анг (Рисунок 2.26г). Из минералов, первоначально слагавших рассматриваемый образец, на его приповерхностной части остался преимущественно только Кв.

Сравнение данных РСА рассматриваемого образца, полученные до и после эксперимента с ГФ, содержавшем самую высокую концентрацию кислорода показало, что ОВ, присутствовавшее на его поверхности, оказалось полностью окислиленным. Полностью растворился кальцит, уменьшилась концентрация плагиоклазов, напротив, появились Гем, Анг, Хл, увеличилась доля Кв. Следует обратить внимание на тот факт, что сохранился Кт, который в предыдущих опытах оказывался неустойчивым (см. Таблицу 2.4).

В двух последующих опытах гидротермальному воздействию подвергался *среднезернистый песчаник* светло-серого цвета, в котором присутствовал многочисленный углефицированный растительный детрит. В его состав входят в основном обломки плагиоклазов и Кв, а цемент состоит из Хл, Ил и Кт. Карбонатные минералы представлены только микросферолитовым Сид.

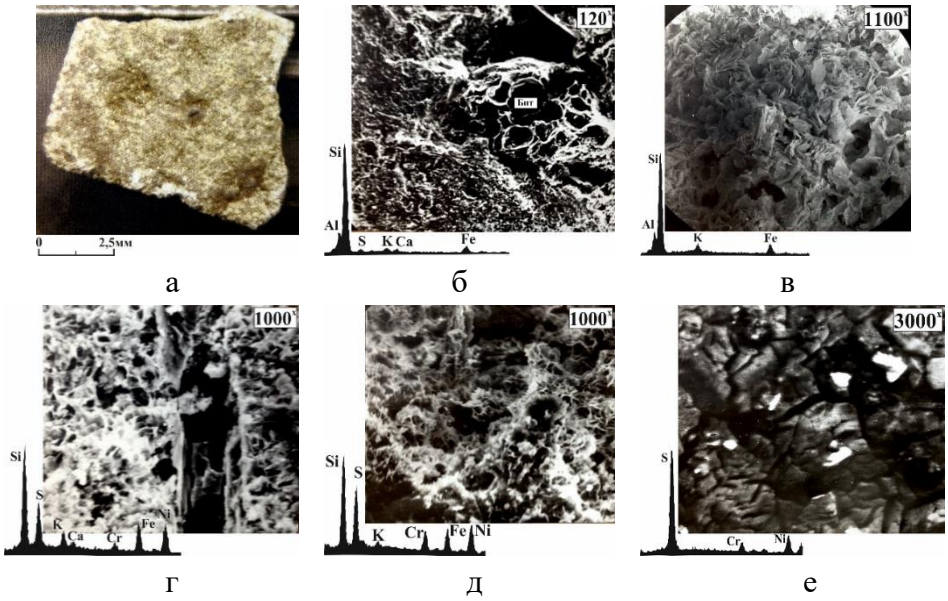
Гф в *первом* опыте имел соотношение H_2O/H_2O_2, равное 8/0.

После завершения опыта отмечалось разрыхление его поверхности и некоторое осветление (Рисунок 2.27а).

Использование РЭМ позволило установить, что его поверхность покрыта мелкими порами, образовавшимися в результате выщелачивания неустойчивых минеральных обломков. Содержавшийся в нём углистый детрит в результате термолиза превратился в Бит, в котором присутствуют в большом количестве мелкие пустоты, образовавшиеся из-за выделения из Бит газообразных фаз (Рисунок 2.27б). Элементный анализ его поверхности показал, что на ней отмечаются главным образом Кв с небольшим количеством Ил (см. Рисунок 2.27б).

Большие увеличения обсуждаемого участка поверхности позволили изучить морфологию возникших микрополостей, размеры которых варьируют от 2-3 до 18-20 мкм. Кроме того, хорошо видны довольно многочисленные чешуеобразные кристаллы эпигенетического Хл гидротермального происхождения (Рисунок 2.27в). Зерна обломочного Кв сохранились без изменений, а плагиоклазовые зерна, напротив, несут следы частичного выщелачивания.

По данным РСА на поверхности образца после воздействия ГФ произошло увеличение содержания Кт, напротив, отмечается уменьшение концентрации плагиоклазов и полное отсутствие Сид и Кт. Отмечается увеличение содержания Хл. Концентрация Ил сохранилась (см. Таблицу 2.4).



а б в

г д е

Рисунок 2.27 – Фотография образца песчаника (а) и снимки РЭМ его поверхности (б, в) после воздействия на него ГФ, имевшего соотношение H_2O/H_2O_2, равное 8/0, снимок РЭМ поверхности того же песчаника после воздействия на него ГФ, имевшего соотношение H_2O/H_2O_2, равное 5/3 (г) и снимки РЭМ осадка в автоклаве после этого опыта (д, е)
а – внешний вид образца после завершения эксперимента; б – битум (Бит) с микрополостями от выделившихся из него газообразных продуктов; в – увеличенный фрагмент поверхности образца с многочисленными чешуевидными микрокристаллами иллита и гидротермального хлорита; г – полость, оставшаяся от окисленного углистого детрита, окруженная волокнистой массой сульфатов, а также Ам.кр с примесью мелких кристаллов Хл, Гем и Анг; д – поверхность корочки, сложенной самородной серой (S°) и войлоковидной массой, состоящей из сульфатов, Хл, Гем и Ам.кр; е – увеличенный фрагмент той же корочки, снятый в режиме КОМПО: темно-серая масса – это S°, элементный спектр которой приведен рядом со снимком

В следующем эксперименте в Гф отношение H_2O/H_2O_2 равнялось 5/3.

После завершения опыта на поверхности рассматриваемого образца произошло образование двух участков, имеющих разный цвет. Первый характеризовался бурым, а второй светло-серым до почти белого цвета, которые оказались разделенными прямолинейной границей. Верхняя, скорее всего находилась в газообразной области, а нижняя была заполнена жидкостью.

На поверхности рассматриваемого образца отмечаются признаки активного растворения Гф и тонкие пленочки эпигенетических фаз гидротермального происхождения, среди которых преобладает микрозернистый Гем бурого цвета. Мелкокристаллические агрегаты гидротермального Анг обычно располагаются на интенсивно выщелоченных обломках плагиоклазов, что может свидетельствовать о том, что кальций для возникновения микрокристаллического Анг был получен из растворявшихся в Гф плагиоклазов.

На выщелоченной поверхности песчаника отмечаются тонкие корочки и чешуйки эпигенетических минеральных фаз, которые по данным элементного анализа представляют собой, главным образом, окислы железа, кремнезем и сульфаты. Воздействие на образец ГФ вызвало интенсивное окремнение его поверхностной части (Рисунок 2.27г).

Данные РСА, полученные о составе поверхностной части образца до эксперимента с Гф, содержавшего высокую концентрацию кислорода, свидетельствуют о том, что после завершения эксперимента с его приповерхностной части почти полностью исчезли плагиоклазы, а также Сид.

Наоборот, содержание Кт и Хл увеличилось, образовались Гем, Анг, а также сульфаты Cr и Ni (см. Таблицу 2.4).

Со дна автоклава после завершения эксперимента был поднят осадок, который представлял собой войлоковидные микропористые и микрозернистые очень рыхлые агрегаты, которые имели схожий элементный состав с таковым, полученным с поверхностной части этого образца (Рисунок 2.27д). Исходя из полученного элементного состава, в этих агрегатах много различных сульфатов, аморфного кремнезема и, вероятно, окислов, а также S^o (Рисунок 2.27д).

В рассматриваемом эксперименте, в отличие от предыдущего, где в ГФ не содержалась H_2O_2 и происходило разрушение исходного Кт, в результате чего происходило формирование эпигенетического Хл гидротермального генезиса, в настоящем опыте помимо Хл омечается также Кт (см. Таблицу 2.4).

Последующие два опыта проводились с использованием углистого аргиллита, характеризующегося тонкослоистой текстурой, в состав которого входят Ил, Кт и Хл, а также зерна плагиоклазов и Кв представленные мелкоалевритовой фракцией. Кроме того, в его составе присутствует незначительная примесь Сид в форме мелких стяжений.

В составе ГФ первого опыта отношение H_2O/H_2O_2 равнялось 8/0.

Результатом выполненного эксперимента было слабое осветление поверхностной части образца и наблюдалось слабое её растворение. На ней также образовались редкие мелкие капельки Бит, которые были генерированы углистым детритом (Рисунок 2.28а).

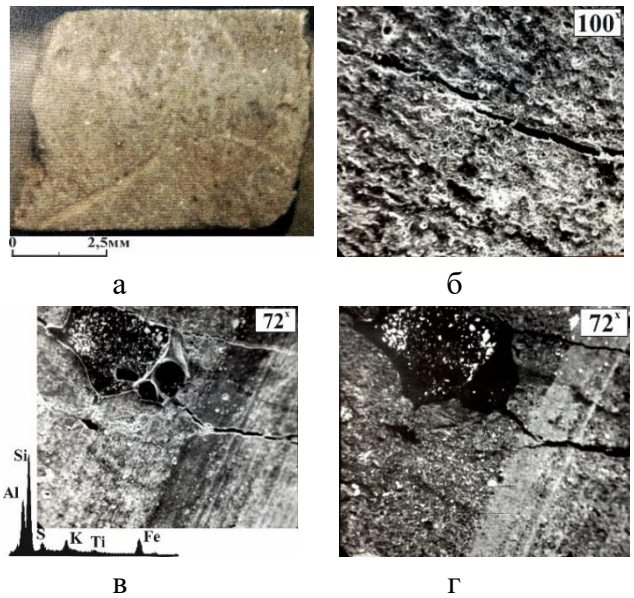


Рисунок 2.28 – Фотография образца углистого аргиллита (а) и снимки РЭМ его поверхности (б-г) после воздействия на него ГФ, имевшего соотношение H_2O/H_2O_2, равное 8/0
а – общий вид образца после опыта; б – выщелоченная поверхность с трещинами флюидоразрыва; в – расколовшаяся капля битума, образовавшаяся из углистого детрита в окружении трещин флюидоразрыва; г – тот же участок, снятый для сравнения в режиме КОМПО, светлые микрочастички – пирит

Важно отметить, что образовались трещинки флюидоразрыва, по которым сгенерированный битум свободно вытекал на поверхность образца, а там, где первоначально находился углистый детрит, сформировались пустоты, ширина которых составляет 12-31 мкм (Рисунок 2.28б, в).

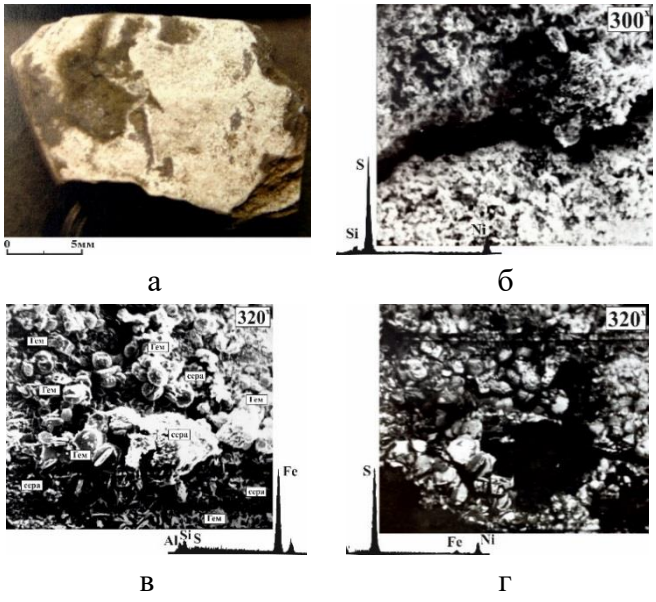
Отмечаются также микрокаверны, имеющие овальную форму и диаметр 11-52 мкм, которые, вероятно, образовались из-за выщелачивания высокоэнтальпийным ГФ отмеченных ранее сидеритовых микростяжений (см. Рисунок 2.28б).

Проведенный после завершения эксперимента элементный анализ поверхносной части образца показал, что в её состав входят в основном Хл, Кв и Ил (см. Рисунок 2.28в). Использование режима КОМПО позволило выделить мелкие обломки Пи, которые в этом режиме съемки обладают светло-серым, иногда почти белым цветом, которые сформировались, главным образом, на поверхности капелек Бит, которые в этом режиме имеют почти черный цвет (Рисунок 2.28г).

Сравнение полученных данных РСА до и после эксперимента с участием ГФ, продемонстрировало, что гидротермальное воздействие привело к значительному снижению концентрации плагиоклазов, кроме того, наблюдается полное выщелачивание Кт и Сид. Концентрация эпигенетического Хл, напротив, увеличилась. Содержание Ил не изменилось. Отмечается значительное окремнение поверхностной части образца (см. Таблицу 2.4).

В следующем опыте соотношение H_2O/H_2O_2 в составе ГФ равнялось 5/3.

Поверхность образца после окончания опыта стала светло-серой. В некоторых местах преимущественно в его нижней части, образовались микроагрегаты окислов железа, благодаря присутствию которых он приобрёл темно-серый цвет, иногда с буроватым оттенком (Рисунок 2.29а). Обращает на себя внимание активное выщелачивание неустойчивых в этих условиях минералов, а также наблюдается окисление ОВ, содержащегося в углистом аргиллите.



а б в г

Рисунок 2.29 – Фотография образца углистого аргиллита (а) и снимки РЭМ его поверхности (б-г) после воздействия на него ГФ, имевшего соотношение H_2O/H_2O_2, равное 5/3
а – общий вид образца после опыта; б – микротрещина, образовавшаяся в результате флюидоразрыва и последующего окисления, присутствовавшего в ней битума (Бит), окруженная мелкими агрегатами S° и сульфата Ni; в – участок с многочисленными мелкими агрегатами пластинчатых кристаллов Гем, элементный спектр которых приведен под снимком; г – тот же участок, снятый для сравнения в режиме КОМПО, на котором почти в его центре расположено крупное зерно S°, элементный спектр которого приведен под снимком (светлые частички –Гем, темные, до почти черных, участки, сложенные S°)

Окисление углистого детрита, содержащегося в образце, привело к образованию протяженных пустот (Рисунок 2.29б) либо расположенных отдельно друг от друга микрополостей. Приповерхностная часть образца с возникшими на ней полостями, часто покрыта (вокруг этих полостей) микроскопическими агрегатами S^o, пленками Ам.кр. и кристалликами сульфата никеля (см. Рисунок 2.29б).

Использование РЭМ для изучения минерального состава участков, которые оказались покрытыми описанной ранее пленкой темно-серого цвета, с буроватым оттенком, позволило установить, что эти пленки состоят из нескольких минералов. Для этого один и тот же участок образца был снят в двух режимах (КОМПО и обычном) (Рисунок 2.29в, г, соответственно). На снимке, снятом в первом режиме, однозначно выделяется Гем, который характеризуется светло-серым цветом (Рисунок 2.29г). В центре снимков присутствует большое зерно S^o , имеющее диаметр примерно 0.11 мм, выделяющееся почти черным цветом (см. Рисунок 2.29г с элементным спектром S^o).

Использование данных РСА, полученных с поверхностой части образца, которые были получены до и после воздействия на него высокоэнтальпийного ГФ, позволило установить, что гидротермальная обработка вызвала почти полное выщелачивание Сид и плагиоклазов. Незначительно уменьшилось содержание Хл, концентрация Кт не изменилась, однако кристаллическая структура обоих минералов стала гораздо хуже, о чем свидетельствует уширение пиков (на дифрактограммах) и уменьшение их амплитуд. Отмечается заметный рост содержания Кв. Фиксируется появление новых минеральных фаз, представленных Анг, S^o, Гем и сульфатом Ni (см. Таблицу 2.4). Углефицированный детрит, расположенный на поверхности образца и сгенерированный им Бит, полностью оказались окисленными, из-за чего возникла эпигенетическая вторичная пористость.

В следующем опыте проводилась обработка высокоэнтальпийным ГФ «пестрого» гравелита, который состоял из обломков Кв, в котором цементом являлись глинистые минералы, представленные Ил и Кт с незначительным содержанием мелкооолитового Сид (Рисунок 2.30а). Рассматриваемый образец был взят из пласта $ЮК_{11}$ Талинского месторождения. Этот образец отличался от предыдущих тем, что он был «проработан» кислым ГФ еще в нативном состоянии, причем отношение H_2O/H_2O_2 в этом опыте составляло 5/3.

После завешения гидротермального опыта на его поверхности образовались три хорошо различимые зоны. Подошвенная зона, которая находилась в непосредственной близости к шихте пирита, почти не изменила исходный цвет, средняя зона окрасилась в буроватый цвет, а самая верхняя зона носит следы интенсивного осветления (Рисунок 2.30б). Исходя их установленных изменений в цвете, можно заключить, что внутри автоклава присутствовали две фазы – в нижней его части присутствовала жидкость, а в верхней его части – газ.

Анализ состава возникших минеральных фаз с использованием РСА, позволил установить, что налет бурого цвета на поверхности образца обусловлен появлением магнетита. Поверхностная часть частично растворенных зерен Кв покрыта Кт со слабо упорядоченной кристаллической структурой и Ил (Рисунок 2.30в). Мелкие одиночные сидеритовые оолиты, отмечавшиеся на поверхностной части гравелита, оказались растворенными высокоэнтальпийным ГФ, а вместо них возникли очень тонкие магнетитовые пленочки, которые покрывают поверхности образовавшихся пустот, сохранившихся на месте бывших до этого сидеритовых оолитов (см. Рисунок 2.30б).

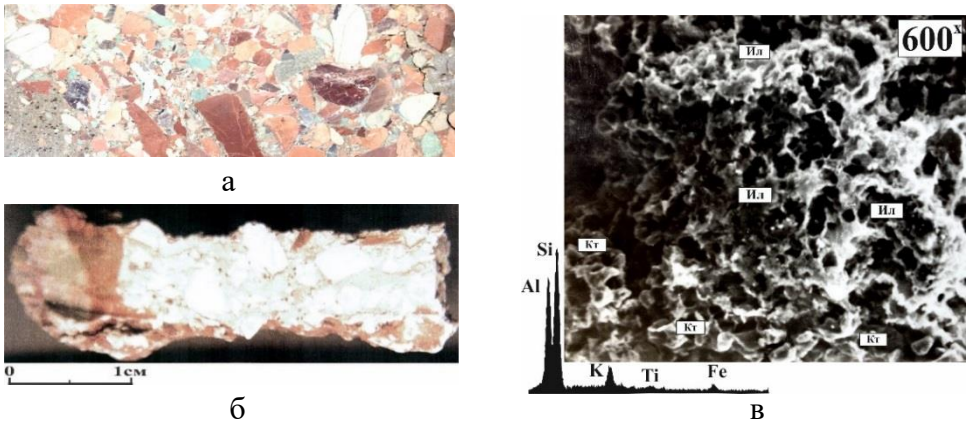


Рисунок 2.30 – Фотографии исходного образца «пестрого» гравелита (а) и того же образца после гидротермального воздействия (б), а также снимок РЭМ поверхности последнего (в), соотношение H_2O/H_2O_2, равно 5/3

а – общий вид исходного образца; б – он же после опыта; в – фрагмент его поверхности, на котором присутствуют плохо окристаллизованные агрегаты каолинита (Кт) (внизу) и пленочного иллита (Ил) (остальная пористая масса)

Необходимо обратить внимание на тот факт, что воздействие ГФ на поверхность «пестрого» гравелита привело к незначительным текстурным и минеральным его переменам, кроме того, в результате воздействия на него ГФ, не произошло образования гидротермального Хл (см. Таблицу 2.4).

Различный состав образцов, которые использовались при проведении гидротермальных опытов, тем не менее, позволил установить однообразие в переменах их минерального состава, а также возникновении новых гидротермальных минералов, зависящих от концентрации в составе ГФ кислорода (Таблица 2.5).

Таблица 2.5 – Анализ результатов определения минерального состава пород, имеющих юрский возраст после проведения с ними экспериментов с ГФ, характеризовавшихся различным отношением H_2O к H_2O_2, имевших температуру 390°С и давление 70 МПа

	Отношение H_2O/H_2O_2			
	8/0	7/1	6/2	5/3
Гидротермальные новообразования	Битум, Хлорит, Ангидрид, Аморфный кремнезём,	Битум, Хлорит, Ангидрид, Аморфный кремнезём, Магнетит, Самородная сера	Хлорит, Ангидрид, Гематит, Аморфный, кремнезём, Самородная сера	Хлорит, Каолинит, Иллит, Гематит, Ангидрид, Аморфный, кремнезём, Самородная сера
	Увеличение относительного содержания кварца			
Неустойчивые фазы	Каолинит, Кальцит, Исходное ОВ, Плагиоклазы, Сидерит, Пирит	Кальцит, Каолинит, Плагиоклазы, Исходное ОВ, Сидерит, Пирит	Кальцит, Каолинит, Плагиоклазы, Исходное ОВ, Сидерит, Пирит	Кальцит, Плагиоклазы, Исходное ОВ, Сидерит, Пирит

Уточним, в чем заключаются эти закономерности:

- в опытах, где в составе ГФ присутствовала только вода, происходило выщелачивание карбонатов, плагиоклазов, Кт и Пи, а присутствовавшее в образцах ОВ превращалось в летучие компоненты и тиобитум; генерация нафтидов вызывала флюидоразрыв. В результате наблюдалось образование эпигенетической (вторичной) пористости (см. Рисунки 2.24б, в, 2.27в, 2.28б).

- в результате возникали углеводородные летучие, Бит, Анг, Ам.кр. и Хл (см. Рисунки 2.24б-г, 2.27б, в, 2.28в, г).

- эпигенетический Хл возникал в результате растворения плагиоклазов, Кт, Сид и частично благодаря присутствию пиритовой шихты. За счет двух первых минералов на его образование шли Si и Al, а из последних двух – Fe.

Анг в незначительном количестве образовывался из-за окисления кислородом, присутствовавшим в составе воздуха, серы пирита, а также серы тиобитума, в результате чего возникал сульфат-анион. Са поступал в состав ГФ за счет растворения плагиоклазов и Кц.

Ам.кр, как правило – это закалочная фаза, которая была в составе ГФ и выделялась из него из-за быстрого охлаждения автоклава. Однако, в отличие от экспериментальных, в природных условиях, кремнезем, присутствующий в составе высокоэнтальпийных ГФ, обычно формирует регенерационную огранку на обломках Кв или кристаллизуется в виде мелкокристаллических агрегатов [57; 111; 115].

Помимо Бит в результате гидротермального Воздействие ГФ на ОВ, входящее в состав юрских осадков, вызывает образование не только Бит, но и большого количества летучих, состоящих из УВ от C_1 до, вероятно, C_{24}-C_{36}. Сера, вероятно, в том или ином виде концентрируется преимущественно в Бит, в результате чего образуется тиобитум, а образующиеся летучие УВ с небольшим количеством растворенных в них гетеросоединений практически не содержат серы.

Присутствие в ГФ кислорода, например, при соотношении H_2O/H_2O_2 = 7/1, вызывает практически полное окислению ОВ, присутствующего в образцах (см. Рисунок 2.25а), а также к возникновению новых эпигенетических минералов, представляющих собой S^o и магнетит:

$$3FeS_2 + 2H_2O_2 = Fe_3O_4\downarrow + 6S^0\downarrow + 2H_2{}^{0}\uparrow, \quad (2.15)$$

Водород, взаимодействуя с перекисью водорода, присутствующей в ГФ, превращается в воду:

$$H_2O_2 + H_2{}^{o} = 2H_2O \quad (2.16)$$

Анг образуется в результате окисления Пи и/или S^o до серной кислоты и последующего её взаимодействия с Са, который присутствует в ГФ вследствие выщелачивания Кц и обломков плагиоклазов.

В рассматриваемом опыте, подобно таковым, в которых в составе ГФ отсутствовала H_2O_2, возникли Хл и Ам.кр. Отмечается растворение Кц, Кт, плагиоклазов и Сид, (см. Таблицу 2.5).

Рост концентрации кислорода в составе ГФ, к примеру, имеющий отношение H_2O к H_2O_2, равное 6/2, приводит к полному окислению Бит и исходного ОВ, из которого он образовался. В отличие от ранее рассмотренного эксперимента, в этом образуется Гем, а не магнетит:

$$4FeS_2 + 3H_2O_2 = 2Fe_2O_3\downarrow + 8S^o\downarrow + 3H_2{}^{o}\uparrow, \quad (2.17)$$

Кроме того, возникает много S^o (см. Уравнение 2.17). В результате окисления Бит и исходного ОВ, из которого он образовался, приводит к следующей реакции:

$$C_{орг.} + 2H_2O_2 = CO_2 + 2H_2O, \quad (2.18)$$

Из этого уравнения можно заключить, что в ГФ в следствие реакций ОВ и H_2O_2 с необходимостью образуется CO_2 и некоторое количество H_2O.

Продолжающийся рост содержания кислорода в ГФ, например, с соотношением H_2O к H_2O_2, равным 5/3, приводит к тем же переменам в составе образцов, которые наблюдались в предудущих экспериментах, с меньшим его содержанием. Однако, наблюдается очень важное отличие этого эксперимента от ранее выполненных, заключающееся в образовании эпигенетического (гидротермального) или сохранении исходного Кт (см. Таблицу 2.5).

Вероятно, наблюдаемый феномен связан с очень высокой кислотностью высокоэнтальпийного ГФ из-за возникновения в его составе большого количества серной кислоты, что связано с окислением S^o и Пи:

$$S^o + 2H_2O_2 = H_2SO_4 + H_2{}^{o\uparrow}, \quad (2.19)$$

В результате возникают Анг и Кт из-за растворения плагиоклазов:

$$CaAl_2Si_2O_8 + H_2SO_4 + H_2O = Al_2[Si_2O_5](OH)_4\downarrow + CaSO_4\downarrow, \quad (2.20)$$

Возникновение Кт в кислой среде возможно за счет реакции альбита с кислым ГФ:

$$2NaAlSi_3O_8 + 2H^+ + H_2O = Al_2[Si_2O_5](OH)_4 + 4SiO_2 + 2Na^+, \quad (2.21)$$

Следствием из последнего уравнения является то, что возникновение Кт в результате взаимодействия альбита с кислым ГФ приведет к образованию кремнезема. Иными словами, в результате этой реакции наблюдается процесс окремнения образцов.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что высокое содержание O_2 в ГФ вызывает окремнение поверхностной части образца, связанное с генерацией серной кислоты, что, в свою очередь, ведет к формированию очень кислого ГФ. Известно, что кислым ГФ почти целиком растворяются породообразующие элементы, за исключением кремния благодаря очень слабой его растворимости в ГФ такого состава [9; 23; 51; 111; 115; 128; 201].

Благодаря выполненным опытам удалось установить, что Кт более низкотемпературный минерал по сравнению с Хл, но в очень кислой высокотемпературной (около 390°С) гидротермальной обстановке Кт, и Хл являются устойчивыми минеральными фазами (см. Таблицу 2.5). Однако можно предположить, что в описываемой физико-химической обстановке Хл сохраняется как неустойчивая (метастабильная) минеральная фаза. Это подтверждается тем, что в гидротермальном опыте с участием «пестрого» гравелита с самой высокой концентрацией в ГФ кислорода, в котором отношение воды к перекиси кислорода составляло 5/3, Хл не образовывался, а Кт, напротив, оставался устойчивой минеральной фазой (см. Таблицы 2.4, и 2.5).

Выполненные эксперименты с участием ГФ позволили установить, что во всех них неустойчивыми минеральными фазами оказались: плагиоклазы, Сид, Кц, Пи, Кт и ОВ, исключая эксперименты, в которых образовывалось большое количество H_2SO_4.

Образование Бит из исходного ОВ, а также выщелачивание неустойчивых минералов вызывает формирование эпигенетической (вторичной) пустотности. Из этого факта можно сделать вывод, что зоны, подвергавшиеся внедрению высокоэнтальпийных ГФ будут отличаться от окружающих их участков более высокими значениями ФЕС. Помимо этого, высокоэнтальпийные ГФ осуществляют активное воздействие на ОВ, которое входит в состав юрских отложений, что приводит к образованию большого количества УВ, которые, в свою очередь, с растворенными в них гетеросоединениями, представленными смолами и асфальтенами, поступают в породы-коллекторы. Остаточный Бит, в состав которого входят гетеросоединения и высокомолекулярные УВ, из-за высокой вязкости остается на месте образования или перемещается на незначительное расстояние от нефтематеринских отложений.

Поэтому, если в составе юрских осадков наблюдается Бит, то это важный поисковый признак, который указывает на тот факт, что здесь на нефтематеринские отложения воздействовали высокоэнтальпийные ГФ, в результате чего происходила активная генерация нафтидов, а параллельно с этим образовывалась эпигенетическая (вторичная) пористость.

Изучение осветленных юрских осадков убедительно доказало, что в них отсутствуют минералы, представленные как магнетитом, так и гематитом, имеющих гидротермальный генезис [57; 115; 124]). Однако, все исходное ОВ, содержавшееся в них, тем не менее практически полностью окислено.

В этих отложениях присутствуют следующие минералы гидротермального происхождения: сульфаты (Бр, Анг), Кв, Сид, Кт, иногда S^o [57; 115; 124]. Поэтому можно сделать вывод, что содержание O_2 в ГФ природного происхождения, было низким, то есть заметно меньше, чем в описанных ранее опытах. Окисление ОВ, присутствовавшего в юрских осадках, вероятно, произошло вследствие большой продолжительности воздействия на них природных высокоэнтальпийных ГФ, в отличие от довольно коротких по продолжительности проведенных опытов. Более того, в выполненных опытах, автоклав представлял собой закрытую систему, поэтому образовывавшиеся в гидротермальных условиях минералы, «вынужденно» накапливались в нем и не удалялись из него. Напротив, в природных условиях, образующиеся в результате гидротермального воздействия продукты имеют возможность в большей или меньшей степени мигрировать, удаляясь из места их возникновения.

В предыдущем подразделе было доказано, что при высоких температурах (порядка 275ºС и выше) углекислота приобретает свойства окислителя. Поэтому вполне возможно, что осветление базальных юрских отложений могло осуществляться не только с участием кислорода, выделяющегося вместе с летучими из магматических тел, но и в результате разложения углекислоты на окись углерода и кислород (см. Уравнение 2.13).

Отсутствие карбонат-ионов в используемом в экспериментах ГФ, содержащем только воду, объясняет активное выщелачивание им карбонатных минералов. Присутствующая в составе ГФ перекись водорода, вызывала формирование кислой среды, так как возникала серная кислота, о чем говорилось ранее, что приводило к растворению и/или выщелачиванию карбонатов.

Приведенные факты свидетельствуют о том, что ГФ природного происхождения, были гораздо менее насыщенными кислородом по сравнению с его концентрацией в проведенных гидротермальных экспериментах, более того, в природных ГФ содержалось много карбонат-иона, который требуется при формировании карбонатых минералов, особенно тех, что имели в своем составе Fe.

Содержащееся в юрских отложениях исходное ОВ служило буфером, благодаря которому железо, входившее в высокоэнтальпийный ГФ, сохраняло свое первоначальное двухвалентное состояние. По этой причине в «отбеленных» базальных юрских осадках помимо Кт и Кв гидротермального происхождения часто отмечается присутствие Анк и Сид, также имеющих гидротермальное происхождение [57; 115; 124]. На кислый состав и/или более низкую температуру природных ГФ указывает также отсутствие Хл гидротермального происхождения в этих отложениях. Отсутствие гидротермального Хл в юрских отложениях, подвергавшихся воздействию ГФ, свидетельствует также о том, что они имели кислый состав и/или, вероятно, более низкую температуру, в отличие от выполненных опытов.

2.2.3. Результаты гидротермального моделирования

Как следует из приведенных в предыдущих подразделах материалов, в результате воздействия ГФ на породы различного состава юрского возраста, в них формируется вторичная пористость за счет растворения неустойчивых минералов, представленных, в первую очередь, плагиоклазами и карбонатами, а также вследствие превращения исходного ОВ в Бит и жидкие, а также газообразные УВ.

С ростом температуры ГФ Сид и Кт становятся неустойчивыми и вместо них образуется железистый Хл. В тоже время, увеличение концентрации CO_2 в составе ГФ способствует сохранению Сид и Кт.

Увеличение температуры ГФ способствует проявлению окислительных свойств CO_2, которая, начиная примерно с 275ºС и особенно при более высоких температурах активно окисляет металлы, входящие в состав автоклавов и ОВ, содержащееся в образцах, в результате чего в составе гидротермальных флюидов появляется большое количество СО.

В результате гидропиролиза ОВ юрских отложений помимо Бит образуется большое количество жидких и газообразных УВ, среди последних преобладает C_5 и близкие к нему по времени удержания УВ. Таким образом, широко распространенное мнение о том, что из углистого органического материала генерируется преимущественно метан является ошибочным. Наши эксперименты доказали, что в результате аквапиролиза образуется большое количество его гомологов, суммарное содержание которых гораздо больше, чем его самого.

В экспериментах с ГФ, имеющим чисто водный состав наблюдается интенсивная генерация УВ и Бит из исходного ОВ, что сопровождается флюидоразрывом породы и приводит к образованию дополнительной вторичной пористости.

В этих же экспериментах происходит растворение неустойчивых минералов, среди которых преобладают плагиоклазы, в результате чего также формируется вторичная пористость, улучшаются ФЕС пород и происходит их окремнение.

По мере увеличения доли H_2O_2 и, соответственно, кислорода в составе ГФ наблюдается первоочередное окисление исходного ОВ и образующегося из него Бит, разложение карбонатов, Кт и плагиоклазов, появление сначала магнетита, который затем по мере роста концентрации H_2O_2 сменяется Гем, образуются S^o, Анг и железистый Хл. В экспериментах с максимальной концентрацией H_2O_2 и, соответственно, высокой кислотностью ГФ, сохраняется Кт.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что природные ГФ имели гораздо меньшую концентрацию кислорода в своем составе, чем в проведенных экспериментах, так как в участках, подвергшихся их воздействию, не встречены окислы железа, хотя присутствуют сульфаты Са и Ва, S^o, а сами породы интенсивно осветлены.

Присутствие в породах, подвергавшихся в природных условиях гидротермальному воздействию Сид и Кт, но отсутствие в них Хл свидетельствует о том, что природные ГФ имели, вероятно, более низкую температуру (менее 390 ºС), кислый состав и были насыщены карбонат-ионом, который отсутствовал или присутствовал в незначительном количестве в составе ГФ в проведенных экспериментах.

Самыми неустойчивыми минералами по отношению к кислым гидротермальным растворам являются плагиоклазы, карбонаты, Пи, в определенных условиях Кт и Ил. Исходное ОВ из-за высокотемпературного воздействия ГФ во всех экспериментах превращается в УВ и Бит, который встречается в различной консистенции – от вязко-пластичного до твердо-хрупкого.

Следует обратить внимание на то, что присутствие Бит в юрских осадках может служить своеобразным поисковым признаком, указывающим на воздействие высокоэнтальпийных ГФ в пределах этой площади, что с большой степенью вероятности указывает также на процесс

образования эпигенетической (вторичной) пористости, то есть дает возможность прогнозировать в этом участке возникновение залежей УВ, характеризующихся высокими значениями ФЕС.

2.3. Тектонофизическое моделирование образования зон разуплотнения и вторичной трещиноватости в юрских отложениях, выделение перспективных участков

2.3.1. Использование методов экспериментальной тектоники при моделировании формирования различных типов геологических структур

Принципы тектонического моделирования

Изучение условий, при которых осуществляются деформации в земной коре, включая осадочный чехол, представляет большой теоретический и практический интерес. Однако, до настоящего времени экспериментальная тектоника использовалась исключительно для моделирования крупных тектонических процессов (горо- и складкообразование, дрейф континентов и т. п.), либо для прогноза различных типов рудных месторождений [14; 22; 56; 63].

Мы впервые применили методы экспериментальной тектоники с целью прогноза УВ-залежей в осадочных отложениях Западно-Сибирского бассейна.

Трудность экспериментального моделирования заключается в том, что мы можем наблюдать в природе лишь конечный результат деформаций в том или ином структурном виде, а нам необходимо узнать причины и механизм формирования тех или иных геологических структур, в которых формируются месторождения или залежи УВ.

Понятно, что, используя лишь умозрительные представления о формировании тех или иных геологический структур, невозможно восстановить механизм их формирования, для этого весьма полезным является привлечение методов тектонического (экспериментального или лабораторного) моделирования [14; 22; 56; 63].

Понятно, что воспроизвести эти деформации в тех же условиях, в каких они происходят в природе, невозможно, так как в нашем распоряжении нет тех многих миллионов лет, в течении которых они развивались в земной коре. К тому же, невозможно ставить эксперименты с теми колоссальными объемами пород и использовать огромные силы, которые были бы способны смещать и деформировать эти массы пород. Поэтому остается не повторять природный процесс, а создавать его модель, воспроизводящую его в ином пространственно-временном и динамико-кинематическом масштабе [14; 22; 56; 63].

При этом модель должна быть, на сколько это возможно, подобной природному процессу, то есть необходимо, чтобы различные факторы влияли на процессы в модели также, как они влияют на процессы тектонических деформаций в природе. Такими факторами являются свойства вещества (упругость, прочность и т.п.), те или иные неоднородности в строении последнего (например, слоистость, текстурно-структурные особенности), величина напряжений, скорость деформаций, нагрузка сверху (например, мощность осадочного чехла) и т.д.

Моделирование широко применяется в технике, горном деле. Оно основывается на теории физического подобия. Считается, что два физических процесса подобны, если между ними имеется геометрическое подобие и, если в сходственные моменты времени в сходственных точках пространства значения переменных величин, характеризующие один процесс, пропорциональны соответствующим величинам, характеризующим другой процесс [14; 22; 56;

63]. Коэффициенты пропорциональности для каждой из величин представляют собой то, что называется коэффициентом или критерием, или множителем подобия [14; 22; 56; 63].

Иными словами, физические процессы подобны, если они описываются одинаковыми безразмерными уравнениями, из которых и выводятся условия подобия. Рассмотрим кратко основные положения теории физического подобия и как они применяются по отношению к тектофизическому моделированию.

Основные положения теории физического подобия

Физические явления подобны, если они обладают геометрическим подобием и поля всех одноименных физических переменных соответственно, подобны. Это означает, что отношение величин, имеющих одинаковую размерность, должны быть одним и тем же в модели и объекте. Геометрическое подобие осуществляется при равных отношениях между шириной, высотой и длиной для модели и природного объекта [14; 22; 56; 63].

Для динамического подобия необходимо, чтобы равны были отношения между нормальными и касательными напряжениями. Для геологических моделей необходимо также, чтобы были равны отношения между приложенными напряжениями и литостатическим давлением.

С целью моделирования динамического подобия, используется метод оптико-поляризационного моделирования (далее для краткости будем использовать просто – оптический метод), основы которого разработаны В.В. Белоусовым, М.В. Гзовским, П.М. Бондаренко, И.В. Лучицким, А.В. Вихертом, Н.Д. Осокиной, М.М. Фрохтом, Р.И. Хаимовой-Мальковой [14; 22; 56; 63; 231; 291, 292, 295].

Для изучения закономерностей в формировании различных тектонических структур, зон дробления (трещинных дислокаций), перемещения осадочного материала в результате роста поднятий различной формы предложен метод тектоно-седиментационного моделирования (далее для краткости будем использовать просто – седиментационный метод).

Подобие между реальной тектонической структурой и её моделью может быть полным, когда учитывают все параметры, определяющие данное геологическое явление, что осуществить практически невозможно. Поэтому обычно используется частичное моделирование, когда принимаются во внимание некоторые параметры, считающиеся главными, а другими пренебрегают, поскольку они, по имеющимся соображениям, в данном случае не существенны. На этом принципе основано комплексирование оптического и седиментационного методов моделирования, которые более подробно будут рассмотрены позднее.

Исходя из теории подобия М.В. Гзовский определил оптимальные свойства эквивалентных материалов, использование которых было бы, по его мнению, целесообразно при моделировании возможно большего разнообразия тектонических структур с наилучшим вероятным приближением к физическому подобию.

Сравнение разных эквивалентных материалов позволило ему сделать вывод, что наилучшим материалом для моделирования складок и разрывов в седиментационных моделях является глина с влажностью 40-50 % [56].

Для оптико-поляризационного моделирования им рекомендован желатиновый гель, обладающий различной плотностью, соответствующей тем или иным типам осадков [56].

Именно эти материалы использовались в наших оптических и седиментационных моделях.

Забегая вперед, заметим, что в наших моделях, которые строились с использованием данных о составе литологических разрезов, моделируемых геологических объектов на основе

геолого-геофизических данных и результатов сейсморазведочных работ, главным условием подобия был выбран критерий геометрического подобия модели и моделируемого объекта, а также закономерности изменения литологического состава слоев, составляющих эти модели [100; 119].

2.3.2. Оптико-поляризационное моделирование распределения напряжений в осадках в результате роста тектонических структур различной формы

Оптический метод исследования напряжений основан на явлении двулучепреломления в прозрачных аморфных оптически активных материалах (желатин, оргстекло, эпоксидные смолы и др.), подвергнутых деформации. При этом изменение двойного лучепереломления в таких телах находится в прямой зависимости от величины напряжений, возникающих в деформируемом теле [14; 22; 56; 63; 231; 291; 292; 295].

Точность оптического метода исключительно велика, и поэтому он широко применяется в технике при исследованиях сложных систем напряжений, расчёты которых оказываются затруднительными или невозможными. Также трудно получить полное представление о распределении полей напряжений в геологических структурах на основе умозрительных построений, чем широко пользуются геологи в практике своих исследований, что, к сожалению, нередко приводит к грубым ошибкам. Расчёты же полей напряжений даже в случае простых геологических структур оказываются очень сложными и дают неоднозначные результаты. Кроме того, этот метод обеспечивает относительно строгое соблюдение условий подобия для упругой области деформаций и правомерность сопоставления модели с реальным объектом в тех пределах, в каких отдельные геологические структуры в различных стадиях их развития можно считать односвязными телами. В этом случае распределение напряжений в них не зависит от величины и физических свойств сравниваемых объектов, а достаточно строго определяется аналогией внешнего нагружения и геометрическим подобием структурных форм [14; 22; 56; 63; 231; 291; 292; 295].

В качестве эквивалентного материала при оптическом моделировании использовались 12-20% водно-глицериновые растворы (гели) желатина (упругие и упруго-хрупкие тела). Модели отливались в специальных боксах, затем помещались в нагружательную камеру и исследовались в простейших поляризационно-оптических системах с рабочим диаметром поля поляроидов 300 мм (ПКС-250).

Построение траекторий нормальных и касательных напряжений производилось на основе съёмки изохром и изоклин, возникающих в напряженной модели в результате двулучепреломления [14; 22; 56; 63; 231; 291; 292; 295]. Его величина, характеризуемая разностью хода лучей R, зависит от разности показателей преломления n и толщины модели d:

$$R = (n_1 - n_3) \cdot d, \qquad (2.22)$$

и связывается с разностью главных нормальных напряжений σ_1 и σ_3 следующим уравнением:

$$R = B_\sigma(\sigma_1 - \sigma_3) \cdot d, \qquad (2.23)$$

где B_σ – коэффициент оптической активности материала по напряжению.

В итоге приходим к полному соответствию разности показателей преломления разности нормальных напряжений:

$$(n_1 - n_3) = B_\sigma \cdot (\sigma_1 - \sigma_3), \qquad (2.24)$$

Таким образом, изохроматические полосы отвечают равным значениям разности показателей преломления ($n_1 - n_3$), и, соответственно, равным значениям разности главных нормальных напряжений σ_1 и σ_3, что составляет половину максимального касательного напряжения τ_{max}. Картины изохром дают наглядное представление о характере распределения напряжений в модели, их относительной величине, отвечающей для касательных напряжений номеру полосы по всему полю, а также о размещении участков концентрации напряжений (по плотности полос) и положении изотропных точек и нулевых изохром, где $\sigma_1 = \sigma_3$, а $\tau_{max} = 0$.

Преимущества оптического метода используются для выявления участков повышенных значений касательных напряжений τ_{max} и прогноза в их пределах разрывных дислокаций в направлении траекторий нормальных и касательных напряжений, построенных по карте изоклин оптического поля [14; 22; 56; 63; 231; 291; 292; 295].

Поскольку прогноз типа разрывного нарушения – отрыва или сдвига (скола) связан с нахождением предельных значений нарушающих напряжений в моделируемых объектах, то на диаграммах наносятся оба возможных их вида, образование которых зависит от конкретной геологической обстановки: при одностороннем сжатии прогнозируются сколы и отрывы, в зонах растяжения – отрывы, в зонах сдвигания – сколы и отрывы, что как мы увидим позднее, подтверждается возникновением последних в моделях по прогнозируемым направлениям.

Рассмотрим оптические модели наиболее часто встречающихся на временных сейсмических разрезах тектонических структур.

Флексура представляет собой наиболее простую структурно-тектоническую форму (Рисунок 2.31). При формировании флексуры максимальные значения возникающих касательных напряжений концентрируются в слоях, расположенных над приподнятым плечом (до 7-го порядка изохром). Самые низкие значения касательных напряжений (до нулевых значений), напротив, концентрируются над опущенным крылом флексуры (см. Рисунок 2.31а).

Возникновение трещинных дислокаций происходит в участках с повышенными значениями касательных напряжений, о чем уже говорилось выше. Поэтому, можно предположить, что если флексура образовалась в пласте, сложенном песчаником, который сверху покрыт глинистым флюидоупором, то из опущенного крыла флексуры произойдет миграция флюидов по возникшей зоне дробления в разуплотненный участок, возникший в приподнятом крыле флексуры, где сформировался перспективный участок с высокими ФЕС (Рисунок 2.31б, в).

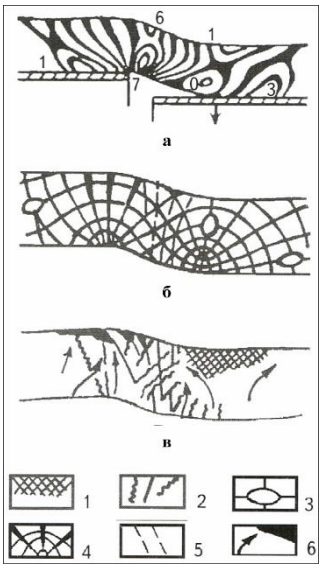


Рисунок 2.31 – Оптико-поляризационная модель надсбросной флексуры
а – распределение касательных напряжений; б – траектории нормальных напряжений и прогноз дислокаций; в – размещение динамических зон с прогнозируемыми направлениями миграции флюидов; 1 – зона сжатия; 2 – зоны дробления с трещинами сколового и отрывного типов; 3 – эллипсоид деформации; 4 – траектории нормальных напряжений и прогноз отрывных нарушений (утолщенные участки траекторий нормальных напряжений); 5 – траектории касательных напряжений, по которым возможно образование деформаций сколового типа; 6 – направление миграции флюидов и места возможного их скопления; порядок изохром указан цифрами

Достаточно простой тектонической структурой является пологий прогиб, который по бокам ограничен правой и левой флексурами (Рисунок 2.32). И в этом случае касательные напряжения максимальной величины концентрируются в приподнятых крыльях обеих флексур, которые при дальнейшем изложении материала для краткости обозначим как плечи прогиба (см. Рисунок 2.32а).

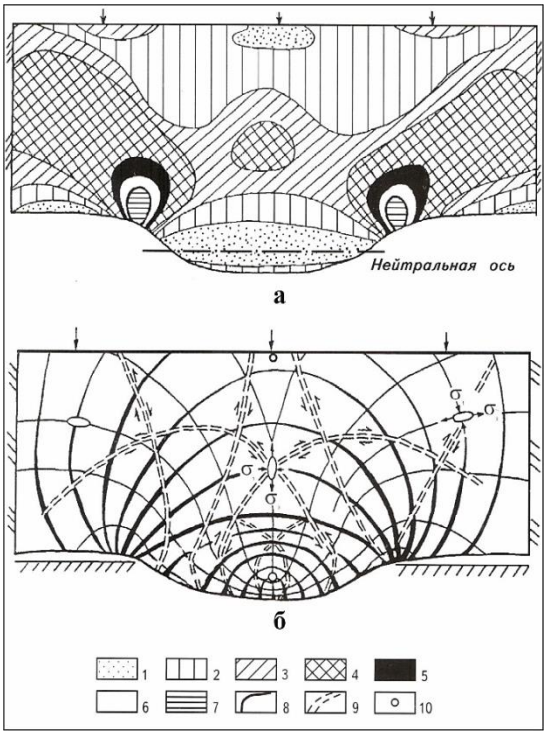


Рисунок 2.32 – Однослойная однородная оптико-поляризационная модель прогиба
а – распределение значений касательных напряжений; б – ориентация траекторий нормальных и касательных напряжений; порядок изохром t_{max}: 1 – 0-3; 2 – 3-5; 3 – 5-6; 4 – 6-8; 5 – 8-9; 6 – 9-10; 7 – >10; траектории напряжений: 8 – нормальных, 9 – касательных, 10 – изотропные точки, в которых $t_{max} = 0$, а $\sigma_1 = \sigma_3$; разрывные дислокации прогнозируются в местах повышенных значений t_{max} (утолщенные траектории σ_1). Остальные обозначения см. на Рисунке 2.31

Незначительные по протяженности участки, в пределах которых отмечаются средние по величине значения касательных напряжений, имеющие 5 и 6 порядок, присутствуют вблизи поверхности рассматриваемой модели над обоими её плечами. Над осью прогиба (в центраальной её части) также формируется зона, выделяющаяся более высокими величинами касательных напряжений, достигающих 6-8-го порядков. Напротив, участки с низкими

значениями касательных напряжений отмечаются в нижней части вблизи оси модели (см. Рисунок 2.32а). В этом же участке модели с минимальными величинами касательных напряжений присутствует «нейтральная ось», характеризующаяся равными по величине сжимающими и растягивающими напряжениями.

Различные типы сколово-сдвиговых и/или «отрывных» трещинных дислокаций формируются в зависимости от скорости прогибания осадков и их прочностных свойств. Направления прогнозируемых ориентаций обоих типов трещин приведены на Рисунке 2.32б. Интересно отметить, что, если в подошвенной части рассматриваемого прогиба вероятно образование трещин отрыва, имеющих субвертикальную ориентацию, то в средней и верхней её частях трещины отрыва должны иметь субгоризонтальную ориентацию.

Полуенные результаты свидетельствуют о том, что в модели пологого прогиба участки, в пределах которых прогнозируется тектоногенное разуплотнение, будут расположены в пределах его плечей и над самим прогибом в его приосевой части. Небольшой участок вторичной тектоногенной трещиноватости сформируется в самой нижней части пологого прогиба (см. Рисунок 2.32б).

Следует иметь ввиду, что изучаемые отложения характеризуются слоистой текстурой, поэтому нет полной уверенности, что, выполненные опыты, в которых использовались однородные монолитные модели, могут дать достоверное распределение напряжений, существующему в слоистых моделях. Это послужило причиной создания многослойной модели прогиба, сложенной разноплотностными слоями желатина (Рисунок 2.33).

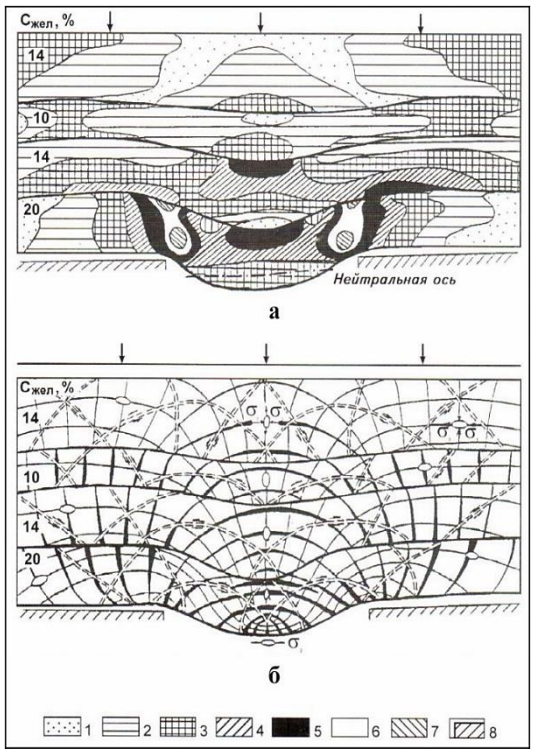


Рисунок 2.33 – Многослойная разноплотностная оптико-поляризационная модель прогиба
а – распределение значений касательных напряжений; б – траектории нормальных и касательных напряжений; порядок изохром t_{max}: 1 – 0-2; 2 – 2-4; 3 – 4-6; 4 – 6-8; 5 – 8-10; 6 – 10-12; 7 - >12; 8 – жесткий упор; разрывные дислокации прогнозируются в местах повышенных значений t_{max} (уплотненные траектории σ_1). Остальные усл. обозначения см. на Рисунках 2.31, 2.32

Изучение характера распределения величин касательных напряжений в созданной модели многослойного прогиба позволило установить, что по сравнению с монослойной моделью наблюдается ряд отличий. Эти отличия касаются того, что наиболее высокие значения касательных напряжений фиксируются в подошвенном слое, обладающим самой высокой плотностью. Описываемые участки расположены в плечевых частях прогиба и в его приосевой

зоне (Рисунок 2.33а). В расположенном на нём слое с меньшей плотностью, также отмечаются касательные напряжения с повышенными значениями, приуроченные к оси и плечами прогиба.

Необходимо обратить внимание на тот факт, что если в верхних слоях зоны максимальных касательных напряжений расположены в их подошвенных частях, то эти зоны в двух нижних слоях отмечаются в их кровельной части (см. Рисунок 2.33а).

Также, как и в однослойной монолитной желатиновой модели прогиба, в рассматриваемой многослойной модели прогиба в её нижней части сформировалась зона, характеризующаяся пониженными и практически нулевыми величинами касательных рапряжений, в пределах которой невозможно возникновение как трещин отрыва, так и скола (см. Рисунки 2.32 и 2.33).

На основе полученных в модели траекторий обоих типов напряжений (см. Рисунок 2.33б), можно допустить, что плотность желатиновых слоев и их прочностные свойства могут соответствовать составу осадочных пород. Например, сможно принять, что подошвенный слой с плотностью желатина, равной 20%, соответствует осадкам песчаного состава, перекрывающий его слой с плотностью желатина, равной 14%, моделирует алевролиты с примесью глин и, наконец, самый пластичный слой желатина, обладающего плотностью 10%, моделирует глинистые отложения. Принимая эти условия, можно спрогнозировать такое распределение тектонической трещиноватости.

В подошвенной части нижнего плотного слоя, расположенного над плечами прогиба сформируются трещины отрыва, ориентированные наклонно, которые позднее могут соединениться между собой сколово-трещинными дислокациями типа микросбросов, поперечно ориентированными по отношению к напластованию. В приосевой части прогиба формируются субгоризонтальные трещины отрыва, из-за чего в верхней части этого слоя на рассматриваемом интервале модели можно прогнозировать возникновнение разуплотненного участка в пределах которого также возникнут субгоризонтально ориентированные трещины отрыва (см. Рисунок 2.33).

В расположенном выше слое на рассматриваемом участке фиксируются невысокие величины касательных напряжений. Этот факт может свидетельствовать о низкой вероятности его разрушения, а значит о том, что он обладает хорошими экранирующими способностями. Наоборот, в плечевых участках прогиба в том же слое сформировались повышенные величины касательных напряжений, поэтому можно предположить, что в этих участках возникнут трещинные дислокации, что конечно резко ухудшит свойства этого слоя как флюидоупора. Зона с максимальной трещиноватостью с наибольшей вероятностью возникнет в верхней части рассматриваемого слоя в приосевой части прогиба (см. Рисунок 2.33).

Возникновение трещин отрыва вероятнее всего произойдет в компетентных, то есть твердых, но хрупких породах, то есть в мергелях, известняках, песчаниках, имеющих карбонатный цемент и т.п. Напротив, в пластичных породах, представленных глинистыми алевролитами, глинах и т.п., вероятнее всего всего, возникновение сдвигово-сколовых трещин, поскольку трещины отрыва в этих пипах пород из-за их высокой пластичности не имеют возможности сохраниться.

На Рисунке 2.34 для того, чтобы более детально сравнить распределение величин касательных напряжений в обоих моделях (монолитной и многослойной) приведен график с их распределением над их плечами и приосевом участке.

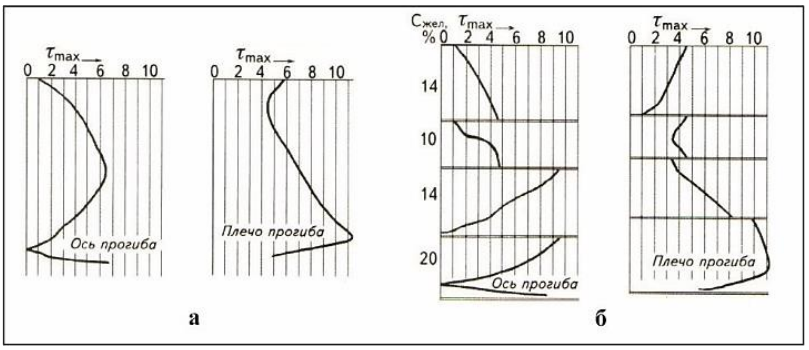


Рисунок 2.34 – Графики изменения значений касательных напряжений в вертикальном направлении в однослойной однородной (а) и многослойной разноплотностной (б) оптико-поляризационных моделях прогибов в их осевой части и плечах (см. Рисунки 2.32, 2.33)

Из этих графиков хорошо видно, что в общем закономерности изменения касательных напряжений в обеих моделях сохраняются и в приосевой и плечевых частях. Тем не менее, в разноплотносной (многослойной) модели хорошо видны «скачки» значений касательных напряжений, возникшие на границах слоев, имеющих различную плотность. Этот факт свидетельствует о резких изменениях величин касательных напряжений при пересечении этих слоев. При этом, самые значительные изменения значений касательных напряжений отмечаются в приосевой части прогиба (см. Рисунок 2.34).

В том случае, когда ВНК расположен ниже осевой части прогиба с находящейся в этой его части интенсивной тектоногенной трещиноватостью, она может представлять практический интерес для поисков в этих участках УВ залежей. Если же ВНК будет располагаться выше, то скорее всего эти участки окажутся заполненными водой, однако нельзя полностью исключить возможность формирования в них залежей УВ, характеризующихся капиллярным видом экранирования. В рассматриваемых погруженных зонах возможно существование залежей УВ в том случае, если в них присутствуют седловидные структуры.

Проанализируем распределение касательных напряжений, возникающих при моделировании более часто встречающиеся на сейсмических разрезах антиклинальные структуры, например, симметричную антиклинальную структуру (Рисунок 2.35а, б). В этой оптической модели самые высокие напряжения сформировались над купольной частью рассматриваемой антиклинальной структуры поднятия. Следует обратить внимание, что в подошвенном слое возникли два участка с повышенными значениями касательных напряжений, а именно, первый из них в средней и нижней его частях, а второй образовался в верхней его части. Используя положение изоклин и величин возникших напряжений можно спрогнозировать ориентацию трещин отрыва, возникающих над образовавшимся симметричным поднятием и последовательность их возникновения. Сначала в зоне максимальных касательных напряжений, возникших непосредственно над его вершиной (зона сжатия) сформируются субвертикально ориентированные трещины отрыва, позднее во второй зоне высоких касательных напряжений, сформировавшихся в его верхней части, также сформируются субвертикальные трещины отрыва (зона растяжения). Обе зоны трещин будут распространяться навстречу друг другу и в какой-то момент могут объединиться, сформировав единую зону дробления, по которой станет возможной беспрепятственная миграция флюидов в субвертикальном направлении (см. Рисунок 2.35б).

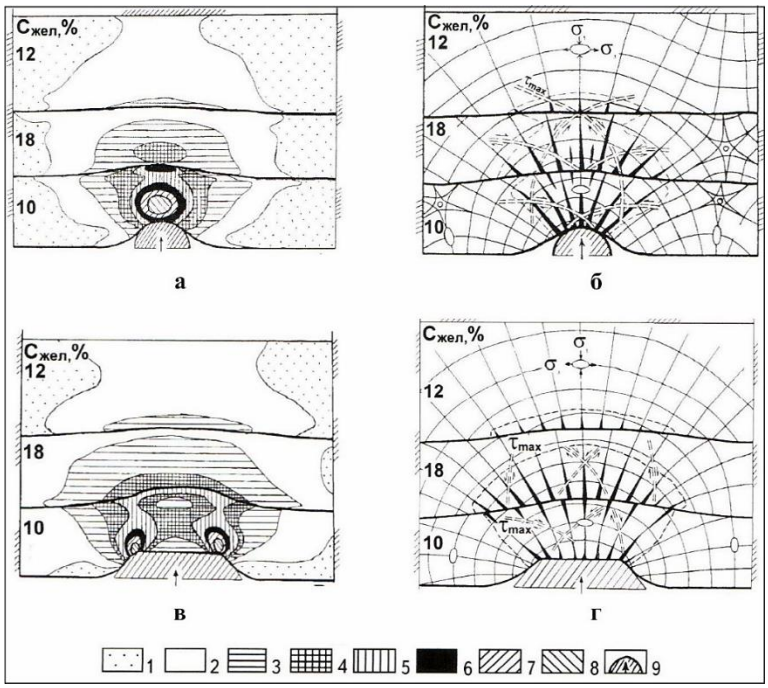


Рисунок 2.35 – Трехслойные разноплотностные оптико-поляризационные модели симметричного антиклинального (а, б) и трапециевидного плосковершинного (в, г) поднятий а, в – поля напряжений; б, г – траектории нормальных и касательных напряжений; порядок изохром t_{max}: 1 – 0-1; 2 – 1-3; 3 – 3-5; 4 – 5-7; 5 – 7-8; 6 – 8-9; 7 – 9-10; 8 - >10; 9 – форма штампа и направление его движения. Остальные усл. обозначения см. на Рисунки 2.31, 2.32

В слоях, расположенных выше, трещины отрыва, так же имеющие субвертикальную ориентацию, формируются в их нижней части, проникая в той или иной мере в другие слои. В случае, когда подошвенный слой, обладающий самой низкой плотностью, будет отвечать глине, то в нем с наибольшей степенью вероятности возникнут сколово-сдвиговые деформации, приводящие к образованию зеркал и поверхностей скольжения, поскольку дислокации отрывного типа из-за пластичности глинистого материала не образуются. Однако в центральном слое, обладающим большей плотностью, что может соответствовать песчаным осадкам, с большой степенью вероятности могут возникнуть участки, в пределах которых будут развиты субвертикальные трещины отрыва, что, в конечном счете в значительной мере улучшит их ФЕС.

В верхнем слое, характеризующимся меньшей плотностью, который с известной степенью условности можно считать сложенным глинами с высоким содержанием алевритовой фракции, в его нижней части возникнет зона дробления, сопровождающаяся разуплотнением. В этой зоне возможно возникновение трещин отрыва, либо сколово-сдвиговых деформаций, что будет зависеть от реологических и прочностных свойств осадков, слагающих этот слой.

Результаты оптического моделирования позволяют резюмировать, что над вершиной симметричного поднятия образуются зоны с улучшенными ФЕС. При этом, тип трещин, их протяженность и их ориентация будут зависеть от их расположения в разрезе и их реологических (в том числе прочностных) свойств (см. Рисунок 2.35а, б).

Перейдем к рассмотрению положительной структуры, имеющей трапециевидную форму (Рисунок 2.35в, г). В оптической модели этой структуры наиболее значительные отличия от оптической модели симметричного поднятия наблюдаются в двух подошвенных слоях. В рассматриваемой модели максимальные значения касательных напряжений возникли на краях

трапециевидного поднятия. Над центральной плоской его частью образовалась зона с низкими касательными напряжениями.

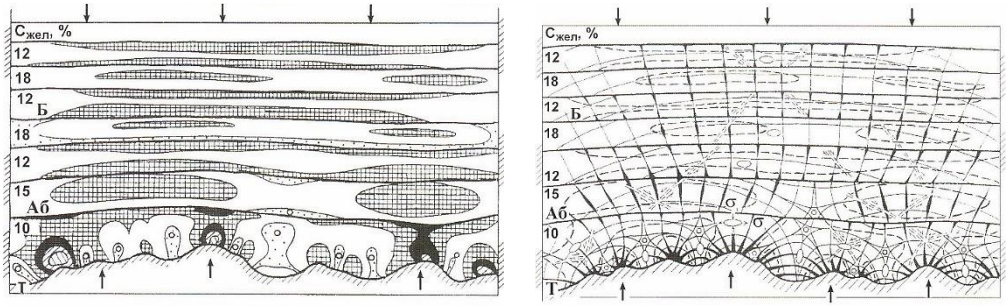
В кровельной части этого слоя над поднятием трапециевидной формы наблюдается широкая зона, характеризующаяся повышенными значениями касательных напряжений, которые сформировались в результате растяжения желатинового материала, слагающего эту зону (см. Рисунок 2.35в). Над рассматриваемым трапециевидным поднятием в подошвенной части плотного (среднего) слоя отмечаются повышенные значения касательных напряжений, а более низкие в нижней части самого верхнего слоя.

Исходя из направлений касательных и нормальных напряжений, можно утверждать, что зоны с максимальной плотностью трещин в случае с трапециевидным поднятием, сформируются над его бортами и на некотором удалении от его плоской вершины. Все возникающие трещинные дислокации, возникшие над его плоской вершиной, будут иметь субвертикальную ориентацию, а над его крыльями – наклонённую в направлении погружения. Дислокации сколово-сдвигового типа, напротив, над поднятием имеют пологую ориентацию, а на его бортах возникают две системы сколово-сдвиговых дислокаций, из которых одна бладает субгоризонтальной, а другая - субвертикальной ориентацией (Рисунок 2.35г). Если предположить аналогично ранее рассмотренной оптической модели с симметричным поднятием, что подошвенный и кровельный слои рассматриваемой модели, обладающие невысокой плотностью сложены глинами, а средний, характеризующийся максимальной плотностью сложен песчаником, то вполне вероятно, что в подошвенном и кровельном пластах образуются сколово-сдвиговые дислокации, а в среднем - появятся, главным образом, трещины отрыва. Появление последних, в значительной степени улучшат ФЕС песчаного пласта в его средней и нижней частях (см. Рисунок 2.35в, г).

Изучение самых простых оптико-поляризационных моделей позволило установить, что распределение касательных и нормальных напряжений зависит от множества параметров и условий, а именно, от формы моделируемой тектонической структуры, толщины, количества слоев их прочности или плотности, прилагаемой нагрузки и т.д. Исходя из полученных результатов оптического моделирования сейсмических разрезов, при использовании седиментационного моделирования этих разрезов, помимо близкого структурного соответствия подготовленной модели сейсмическим структурам, необходимо, чтобы прочностные свойства, имитирующих природные объекты материалов, были подобными им. Для этого следует учитывать их мощность, величину нагрузки, близкую к природной (с соответствующим пересчетом на модель или используя коэффициент подобия).

Используем один из сейсмопрофилей 3Д сейсморазведочных работ, выполненных на Ем-Еговской площади в качестве примера оптической модели (Рисунок 2.36). Для проведения моделирования выбрана структурная поверхность, построенная по отражающему горизонту Т (кровля осадков среднеюрского возраста).

В подготовленной оптической модели бажено-абалакского комплекса использовался набор пластичных желатиновых слоев низкой плотности, моделирующих глинистые отложения и плотных с высокой концентрацией желатина слоев, имитирующих карбонатные и кремнистые прослои, входящие в состав подготовленной модели абалакской (Аб) и баженовской (Б) свит. С помощью подготовленной модели исследовался харатер распределения нормальных и касательных напряжений для осуществления прогноза развития в «компетентных» слоях (карбонатного и кремнистого состава) коллекторов трещинного типа.



а б

Рисунок 2.36 – Многослойная разноплотностная оптико-поляризационная модель (построенная по сейсмовременному разрезу 1 (участок 3D) Ем-Еговского месторождения в интервале верхнеюрских отложений)

А – распределение значений касательных напряжений; Б – траектории нормальных и касательных напряжений; кровля; Т – отложений тюменской свиты, Аб – осадков абалакской свиты, Б – битуминозных отложений баженовской свиты. Остальные усл. обозначения см. на Рисунках 2.31, 2.32, 2.35

Проведенное изучение характера распределения касательных напряжений в поготовленной оптической модели позволило установить, что самые большие изменения их значений отмечаются в подошвенном слое, характеризующимся самой низкой плотностью (см. Рисунок 2.36а). В залегающих на нем слоях изменение касательных напряжений изменяется более плавно, из-за чего структурная поверхность, построенная по горизонту Т практически не повторяется. Наблюдаются только повышенные касательные напряжения общего плана, которые располагаются в пределах наиболее четких положительных структур. Поэтому проанализируем характер распределения касательных напряжений наиболее тщательно в подошвенном слое, непосредственно залегающем на штампе, повторяющем выделенную по сейсмическим данным антиклинальную структуру. В рассматриваемом подошвенном слое можно выделить ряд участков, в пределах которых отмечаются повышенные касательные напряжения. Эти участки расположены непосредственно над сводами поднятий. Следует обратить внимание на самое высокое поднятие, над которым сформировалась зона сжатия с самыми большими значениями касательных напряжений, а в его верхней части также возникла зона с повышенными значениями касательных напряжений, но, напротив, этой зоне соответствует участок, в котором наблюдается растяжение рассматриваемого слоя (см. Рисунок 2.36а). В погружениях в промежутках между поднятиями наблюдаются нулевые (в пределах которых $\sigma_1 = \sigma_3$, а $\tau_{max} = 0$) и пониженные величины касательных напряжений. Выделенные зоны с указанными значениями нормальных и касательных напряжений являются бесперспективными, так как они находятся в условиях всестороннего сжатия. В них не могут образовываться трещины обоих типов, более того, обломочные зерна сжимаются, что ведет к значительному ухудшению их ФЕС вследствие уплотнения коллекторов (см. Рисунок 2.36б).

Рассмотрим каким образом распределяются касательные напряжения в пластичных ($С_{жел}$ = 10-12%) и плотных ($С_{жел}$ = 15-18%) желатиновых слоях этой модели, которые залегают на нижнем слое модели. Максимальные значения касательных напряжений концентрируются в их центральных частях. В пластичных слоях наиболее высокие значения касательных напряжений отмечаются в верхней и нижней их частях, а в плотных слоях, напротив, в центральной их части (см. Рисунок 2.36). Исходя из этих данных можно заключить, что максимальная трещиноватость в компетентных слоях будет возникать в их центральной части, а в пластичных глинисто-

алевритистых осадках будет приурочена к их верхним и нижним частям. Используя результаты этого же эксперимента можно заключить, что в глинисто-алевритистых слоях трещины сколово-сдвигового типа будут возникать в их кровельной и подошвенной частях, разрастаясь по направлению к их центральной части, а в компетентных пластах, напротив, из центральной части в сторону их верхней и нижней частей.

Полученные результаты важны не только в научном, но и в практическом отношении, так как глинисто-алевритистые флюидоупоры, расположенные над вершинами поднятий из-за трещин, возникших в их кровле и подошве, которые в случае достаточно высокоамплитудного поднятия могут соединиться, что приведет к исчезновению их экранирующих свойств. Эта ситуация может в первую очередь реализоваться, если глинисто-алевритовая толща имеет небольшую (критическую) мощность. Иными словами, для глинистых флюидоупоров существует критическая или минимальная мощность, менее которой глинистая толща перестает быть надежным экраном.

Исходя из ориентации касательных и нормальных напряжений в рассматриваемой модели можно спрогнозировать ориентацию трещин, которые будут иметь субвертикальное направление непосредственно над вершинами поднятий, наклонное над его плечами и субгоризонтальное – в прогибах (см. Рисунок 2.36б).

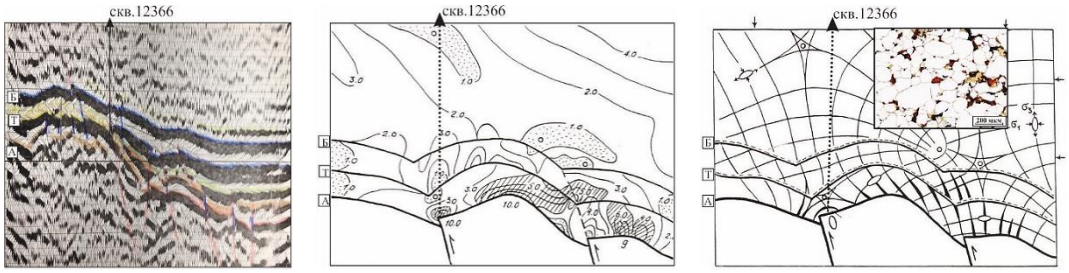
Отметим, что трещины отрыва меняют свою ориентацию на 90^{o} при переходе через изотропную точку, в которой, как уже отмечалось ранее, нормальные напряжения одинаковы во всех направлениях, а касательные равны нулю. Полученные результаты моделирования говорят о том, что если поднятия обладают достаточно высокой амплитудой, то в толще осадков, вполне возможно образование зон протяженных трещин отрыва которые послужат траспортерами флюидов из зон сжатия, расположенных в нижней части осадочной толщи, в верхние более молодые отложения, в которых сформировались зоны растяжения.

Миграция флюидов из зон сжатия в зоны растяжения по сформировавшимся субвертикальным трещинам осуществляется гораздо эффективнее, чем капелек УВ по межзерновым пустотам.

Касательные напряжения имеют ориентацию примерно под 45^{o} к таковым нормальных напряжений, из этого следует, что в пределах впадин и сводов они обладают наклонными направлениями, а в бортовой части поднятий и впадин одна часть касательных напряжений характеризуется субвертикальной ориентацией, а другая имеет субгоризонтальную ориентировку (см. Рисунок 2.36б).

Напомним, что прочность горных пород на разрыв или отрыв меньше, чем на скол приблизительно в десять раз [43], поэтому первыми в толще осадочных пород, подвергающейся деформации, образуются трещины разрыва (отрыва). В крепких, но хрупких породах (мергелях, известняках, песчаниках (в первую очередь с карбонатным цементом), силицитах, возникшие трещины в той или иной степени остаются, а в пластичных, например, глинистых породах, трещины отрыва (разрыва) превращаются в сколово-сдвиговые дислокаци, благодаря чему в зонах с повышенными значениями касательных напряжений в этом типе пород формируется большое количество «зеркал» и поверхностей скольжения. Этот вид гладких поверхностей присутствует в образцах керна, поднятых из подобных зон.

Рассмотрим более сложную оптическую модель с надвигово-взбросовыми дислокациями, моделирующими структурно-тектоническую ситуацию, в которой находится скв. 12366, пробуренная в пределах Пальяновской площади (Рисунок 2.37а).



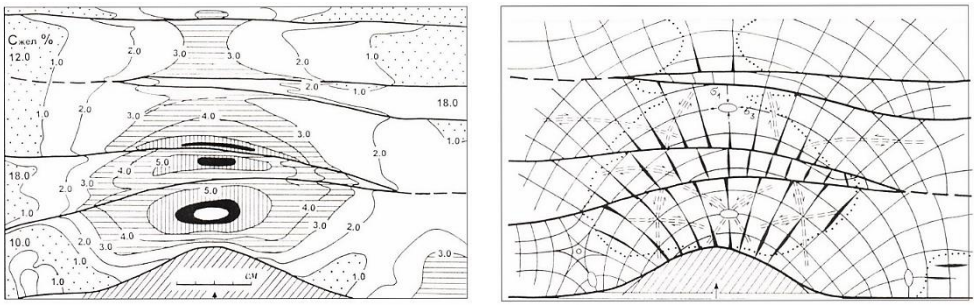
а б в

Рисунок 2.37 – Фрагмент сейсмовременного разреза Пальяновской площади с расположенной на нём скв. 12366 (а) и результатами интерпретации оптико-поляризационной модели, построенной на его основе (б, в); на врезке (в) приведена фотография шлифа интенсивно уплотненного кварцевого песчаника (Кп = 6%), отобранного из интервала тюменской свиты, вскрытой этой скважиной. Отражающие горизонты: А – кровля фундамента, Т – кровля тюменской и Б – баженовской свит; (условные обозначения см. на Рисунках 2.31-2.35, стрелками показаны направления движения антиклинальных блоков)

По данным оптического моделирования зоны концентраций касательных напряжений приурочены к кровельным частям надвиговых блоков и к их выдвигающимся вдоль разрывных нарушений участкам (Рисунок 2.37б). Интересно, что непосредственно над таким участком центрального блока расположена изотропная точка, вблизи которой, как уже говорилось выше, нормальные напряжения одинаковы, а касательные близки к нулю. Иными словами, этот участок находится в условиях всестороннего сжатия и в нём отсутствуют вторичные трещины тектоногенного происхождения (см. Рисунок 2.37б, в). Напротив, в этом участке должно отмечаться всестороннее сжатие осадков и резкое уменьшение их пористости. По данным сейсморазведки, скв. 12366 попала именно в такой участок, поэтому кварцевый песчаник, отобранный из этой скважины в интервале залегания тюменской свиты (при сравнительно небольшой глубине залегания - 2350 м), имеет пористость всего около 5-6 %, а по внешнему виду он напоминает кварцит (см. вставку с фотографией его петрографического шлифа на Рисунке 2.37в). Очевидно, что бурить разведочные или эксплуатационные скважины в такой структурно-тектонической ситуации нельзя, так как в этих участках породы-коллекторы обладают крайне низкими фильтрационно-емкостными свойствами.

Следующая оптическая модель позволяет проследить распределение напряжений в тех случаях, когда слои характеризуются изменяющейся мощностью, например, имеют клиновидную форму (Рисунок 2.38). Наиболее актуальным моделирование таких ситуаций является для отложений абалакской и баженовской свит, в которых предполагается наличие выклинивающихся компетентных слоёв, сложенных карбонатным и/или кремнистым материалом [87; 89; 94; 99; 100; 102; 103; 107; 112; 114; 118; 119; 186].

Наличие таких слоёв в оптической модели в случае роста симметричного поднятия заметным образом не влияет на характер распределения напряжений в модели (Рисунок 2.38а). Отмечается лишь некоторое снижение уровня касательных напряжений в наиболее тонких (утоняющихся частях) клиновидных слоёв, что особенно хорошо видно на примере верхнего клиновидного слоя, над и под которым прогнозируются зоны деструкции, а в нём самом – нет (Рисунок 2.38б). Поэтому можно предположить, что выклинивающиеся участки компетентных слоёв в зонах дробления будут присутствовать в виде монолитных блоков, отколовшихся от основной более мощной части пласта, «плавающих» во вмещающих их более пластичных осадках.



а б

Рисунок 2.38 – Поля напряжений в многослойной оптико-поляризационной модели, содержащей клиновидные слои, деформируемой поднятием пологой антиклинали, а – уровни касательных напряжений (t_{max}), б – ориентация нормальных, σ1 и σ3 (сплошная линия) и скалывающих, t_{max} (двойной пунктир), прогноз разрывов по σ1 (утолщенные траектории) и сдвигов (по t_{max}) в области их повышенных значений (остальные условные обозначения см. на Рисунках 2.31-2.35)

Подводя итог рассмотренным оптическим моделям, можно заключить, что рассматриваемый способ моделирования дает возможность детально изучить характер распределения нормальных и касательных напряжений в представляющей интерес структурно-тектонической обстановке, а также осуществить прогноз мест расположения зон растяжения, сжатия, направление и тип дислокаций (трещины отрыва, сколово-сдвиговые смещения), выделить перспективные для поисков УВ-залежей участки.

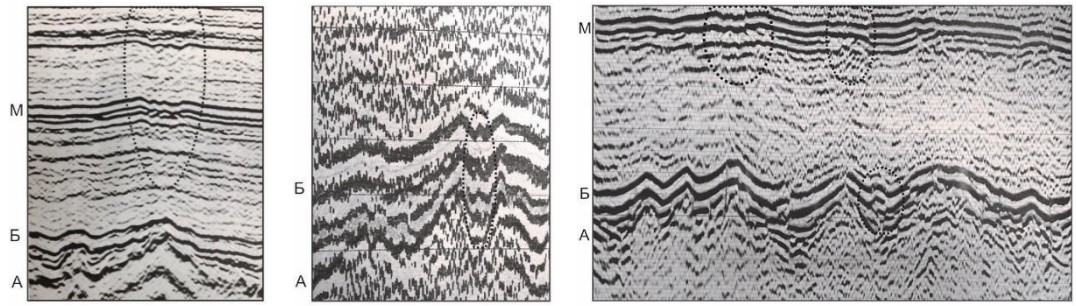
2.3.3. Двумерное и трехмерное тектоно-седиментационное моделирование формирования антиклинальных структур

В качестве основы для моделирования выбирались основные типы тектонических структур, присутствующих в осадочном чехле Западно-Сибирского бассейна в пределах различных месторождений и площадей, которые выделялись по результатам сейсморазведочных работ, для чего, в свою очередь, использовались сейсмовременные разрезы и структурные карты, построенные по главным отражающим горизонтам А, Б, М.

Анализ сейсмических данных показал, что в осадочном чехле выделяются разнообразные по форме антиклинальные структуры от очень пологих, иногда трапециевидных до остроугольных, напоминающих в разрезе вулканическую постройку или «подземный вулкан» (Рисунок 2.39). Над вершинами наиболее высокоамплитудных поднятий часто наблюдаются своеобразные зоны просадки осадков, которые, как мы увидим позднее, являются участками их разуплотнения (см. Рисунок 2.39а, в). Кроме того, между близко расположенными антиклинальными блоками нередко отмечаются «бескорневые» поднятия, которые отсутствуют в фундаменте и появляются лишь в подошвенной части осадочного чехла (см. Рисунок 2.39б, в). Механизм их формирования также будет рассмотрен позднее.

Сейсмовременные разрезы использовались при двумерном моделировании формирования антиклинальных структур. Для трёхмерного моделирования применялись объёмные модели поднятий, которые строились с использованием структурных карт по отражающему горизонту А (кровля фундамента, на котором залегает осадочный чехол).

При моделировании в качестве основного признака подобия между моделью и природным объектом, как уже отмечалось ранее, использовалось их геометрическое сходство друг с другом [14; 22; 56; 63; 231; 291; 292; 295].



а б в

Рисунок 2.39 – Примеры сейсмовременных разрезов с зонами просадки (разуплотнения) осадков над антиклинальными структурами (а, в) и «бескорневыми» поднятиями (б, в), выделенными точеным крапом; а, в – Пальяновская, б – Ем-Еговская площади. Отражающие горизонты: А – кровля фундамента, Б – кровля баженовской свиты, М – кровля неокомских отложений

Двумерное седиментационное моделирование.

Прежде чем приступить к построению двумерных седиментационных моделей, анализировались масштабные характеристики моделируемых объектов. Кроме того, учитывались мощности всех юрских и меловых отложений, моделируемых этим методом.

По литературным [14; 56; 63] и имевшимся в нашем распоряжении данным о прочностных свойствах различных литологических типов пород были подготовлены ингредиенты, на основе которых затем моделировались осадочные отложения юрского и мелового возрастов.

Двумерное моделирование осуществлялось в камерах с линейными размерами 50х30х10 см. В нижней части камеры располагались подвижные блоки, с помощью которых моделировался рост поднятий заданной формы [98; 100; 103; 105].

Модели приготавливались из двух основных типов осадков: компетентных, имитирующих карбонатные и песчаные породы с карбонатным и/или кремнистым цементом, а также некомпетентных, имитирующих глинисто-алевритовые и глинистые пласты. Первые изготавливались из цемента и/или алебастра, а вторые - из природных песчано-алевритовых и глинистых осадков.

Трехмерное седиментационное моделирование.

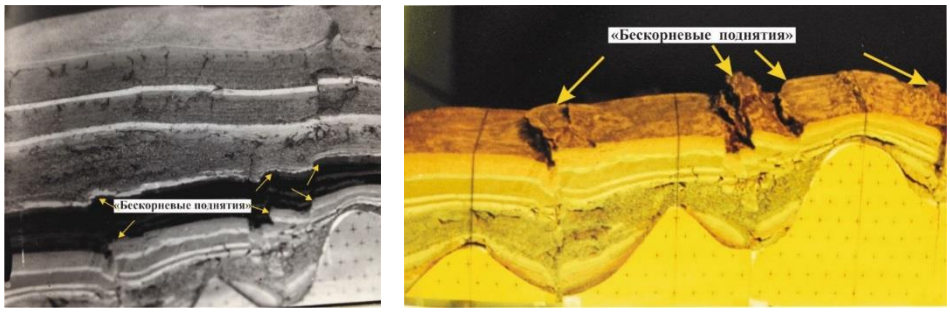
В отличие от двумерного седиментационного моделирования, позволяющего имитировать лишь отдельные плоские вертикальные фрагменты той или иной площади по аналогии с сейсмовременными разрезами, трёхмерные седиментационные модели способны давать более полную информацию о плотности трещин, формирующихся вследствие роста одного или нескольких блоков в пределах выбранного для моделирования участка по её высоте. Для этого используются данные о структуре поверхности выбранного антиклинального участка, обычно, по отражающему горизонту «А», по которому строятся объёмные модели выбранных поднятий. В трехмерную седиментационную модель, также, как и в двумерную, закладываются тонкие (толщиной 2-4 мм) компетентные слои с целью определения ориентации и плотности трещин, которые сформируются в них вследствие их деформации растущими трёхмерными антиклинальными блоками. Размеры трехмерных моделей составляют 60х40х40 см.

После завершения экспериментов оба типа седиментационных моделей послойно препарируются и изучается характер распределения трещин в каждом из компетентных слоёв, их

ориентация в пространстве, протяженность, плотность, а также раскрытость [98; 100; 103; 105; 119; 132; 140-149].

Следует также обратить внимание на очень важный для тектонофизического моделирования факт, что все исследованные нами структуры имели постседиментационный, то есть очень молодой (в масштабе геологического времени) возраст. Это подтверждается тем, что все антиклинальные структуры, выявленные по результатам сейсморазведочных работ, прослеживаются слабо меняясь по амплитуде до самых верхних горизонтов, входящих в состав осадочного чехла Западно-Сибирского осадочного бассейна, а зоны разуплотнения, образующиеся над вершинами поднятий часто выходят на дневную поверхность, о чём более подробно будет сказано ниже.

С помощью двумерных седиментационных моделей попробуем разобраться в механизме формирования «бескорневых» поднятий, которые наблюдаются на сейсмовременных разрезах (см. Рисунок 2.39б, в). В межблочном пространстве соседних последовательно поднимающихся блоков отмечается увеличение мощности осадков, а также появление небольших по амплитуде «бескорневых» поднятий (Рисунок 2.40а).



а б

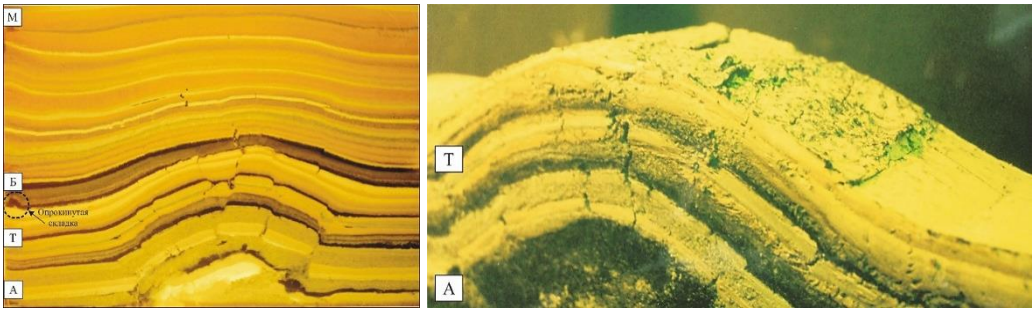
Рисунок 2.40 – Фотографии фрагментов двумерной седиментационной модели с «бескорневыми» поднятиями до (а) и после (б) ее препарирования, образовавшимися в результате последовательного роста соседних антиклинальных блоков

Увеличение мощности осадков и формирование этих поднятий в межблочном пространстве происходит в результате нагнетания в него осадков крыльями антиклинальных блоков вследствие их последовательного роста. Препарирование двумерной седиментационной модели позволило детально изучить форму «бескорневых» поднятий, образовавшихся в межблочном пространстве (Рисунок 2.40б).

На снимке хорошо видно, что если соседние антиклинальные блоки имеют различную амплитуду, то возникающие в межблочном пространстве поднятия оказываются наклонёнными в сторону менее амплитудного блока (см. Рисунок 2.40а, б).

При двумерном седиментационном моделировании роста конседиментационного поднятия произошло соскальзывание отлагаемого слоя осадков, вследствие чего на самой вершине антиклинали от него практически ничего не осталось, а у боковых стенок модели образовались опрокинутые складки (Рисунок 2.41а). Толщина описываемого слоя по направлению вниз по крыльям поднятия увеличилась, а в подстилающих его осадках возникли своеобразные «завихрения», напоминающие «застывшие волны» (см. Рисунок 2.41а). Препарирование описываемого слоя позволило более детально рассмотреть форму этих «застывших волн», возникших вследствие соскальзывания по нему перекрывающих его осадков (Рисунок 2.41б). На обнажившейся поверхности хорошо видно, что самые крупные из них

образовались вблизи вершины поднятия (см. Рисунок 2.41б). На самом деле крупные «волны» возникли и вблизи боковых стенок модели, но они оказались срезанными в процессе препарирования, так как в самом начале этого процесса (препарирования) на них просто не обратили внимание. Их можно разглядеть лишь на снимке, сделанном до препарирования модели (см. Рисунок 2.41а).



а б

Рисунок 2.41 – Фотографии двумерной седиментационной модели главного поднятия Кальчинского месторождения с опрокинутой складкой и «застывшими волокнами» (а) и той же модели после препарирования «застывших волн» (б); на (а) рядом с левой стенкой модели между горизонтами Т и Б присутствует опрокинутая складка, образовавшаяся в результате соскальзывания слоя черной глины по крылу поднятия к его основанию

Таким образом, самые крупные «волны» в подстилающем обсуждаемые осадки слое, образовались в момент разгона слоя (вблизи вершины поднятия) и в момент его торможения (у его основания). В транзитной зоне, где скорость скольжения осадков этого слоя была примерно одинаковой, крупных «застывших волн» не возникло. Таким образом, волнообразные формы, наблюдаемые на сейсмовременных разрезах, могут являться описанными выше «застывшими волнами», возникшими в осадках вследствие скольжения по ним подводных суспензионных, турбедитных и подобных им потоков.

Двумерные седиментационные модели помогают также понять механизм формирования зон разуплотнения или просадки в осадочной толще, которые часто наблюдаются на сейсмовременных разрезах на некотором расстоянии от вершин поднятий, о чём уже говорилось ранее (см. Рисунок 2.39а, в). Для этого сравним исходную седиментационную модель и ту же модель после роста центрального антиклинального блока (Рисунок 2.42а, б).

На представленных рисунках хорошо видно, что вследствие роста центрального антиклинального блока в первоначально субпараллельных слоях над ним в осадках образовалась зона разуплотнения, проявившаяся в осадках в виде просадки (Рисунок 2.42б).

Механизм формирования зоны разуплотнения или просадки заключается в следующем. Дело в том, что растущий антиклинальный блок смещает перекрывающие его осадки не только вверх, но и в стороны в субгоризонтальном направлении. Поэтому на некотором расстоянии от его вершины возникает зона растяжения, которая проявляется в виде просадки осадков над вершиной поднятия (см. Рисунок 2.42б). Формирование этой зоны было предсказано выше при рассмотрении оптических моделей (см. Рисунок 2.35а, б).

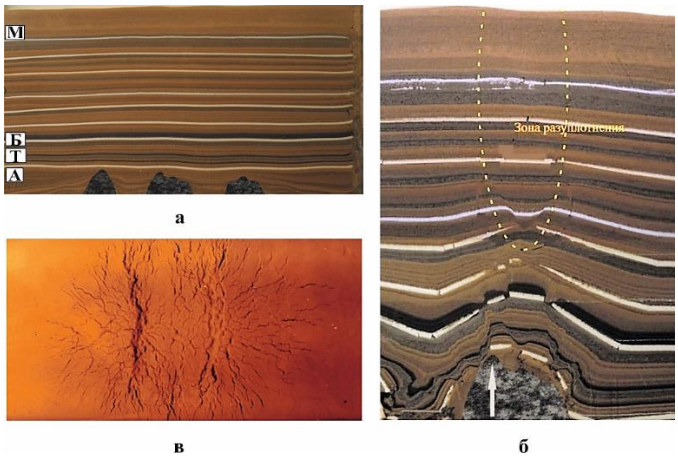


Рисунок 2.42 – Фотографии двумерной седиментационной модели в исходном состоянии (а), после роста центрального поднятия с образованием над ним зоны разуплотнения или просадки осадков (б) и вид сверху на вышедшую на поверхность модели зону разуплотнения (в)

Если антиклинальный блок имеет достаточно большие размеры и амплитуду, то зона разуплотнения может выйти на поверхность седиментационной модели и в зависимости от формы поднятия проявиться на ней, например, в виде грабенообразного провала, испещрённого многочисленными разнонаправленными дислокациями (Рисунок 2.42в). Следует обратить внимание на то, что наблюдаемый провал находится в центре небольшого поднятия, формируемого растущим блоком на поверхности модели (см. Рисунок 2.42б).

На примере одной из седиментационных моделей посмотрим, как ведут себя трещинные дислокации в компетентных слоях, возникшие вследствие роста антиклинального блока начиная от самых нижних и заканчивая самыми верхними. В качестве примера рассмотрим результаты препарирования компетентных слоёв, в которых образовались трещины, в седиментационной модели, построенной на основе одного из сейсмовременных разрезов, пересекающих главное поднятие в пределах Кальчинского месторождения (Рисунок 2.43а).

Двумерная седиментационная модель этого поднятия показана на Рисунке 2.41а. В препарированных компетентных слоях хорошо видны основные закономерности распределения и морфологии возникших в них дислокаций, а также величина их раскрытости (см. Рисунок 2.43а).

Наблюдаемые закономерности заключаются в следующем:

- если в нижних компетентных пластах ориентация возникших трещин напоминает структуру «разбитой тарелки», то по направлению вверх они приобретают ортогональное взаиморасположение;

- плотность и раскрытость трещин по направлению вверх уменьшаются;

- в каждом компетентном слое возникла своя уникальная система трещин, в которой их расположение не повторяет таковую даже в соседних компетентных пластах;

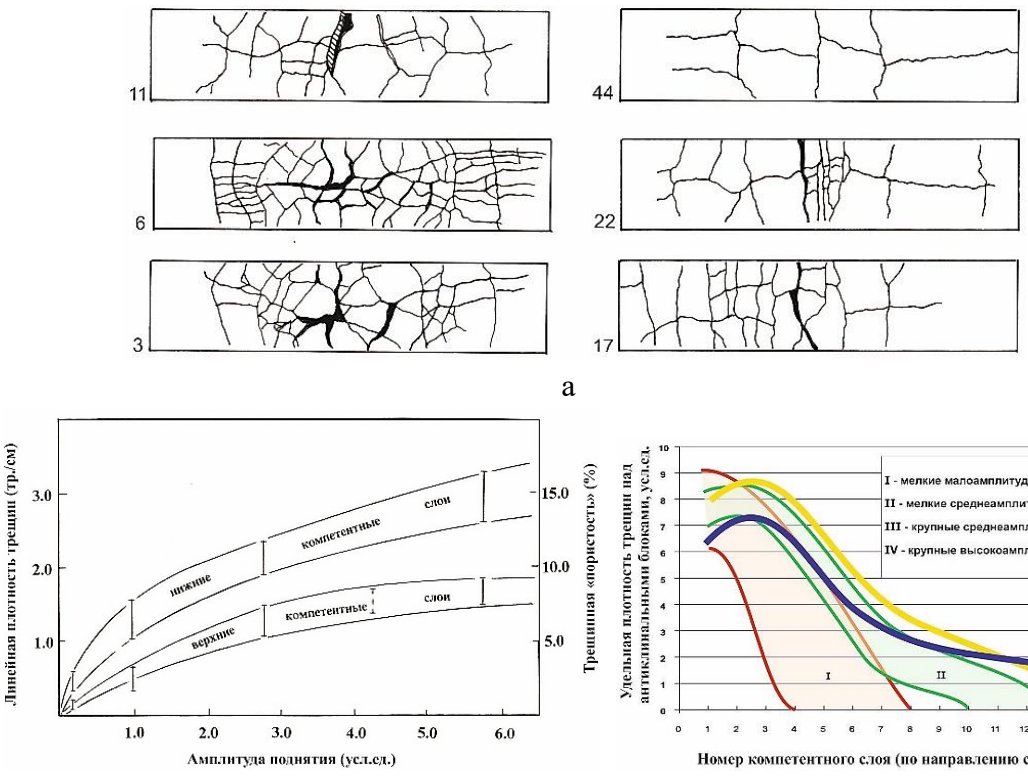


Рисунок 2.43 – Результаты препарирования компетентных слоев двумерной седиментационной модели главного поднятия Кальчинского месторождения, приведенной на Рисунке 2.41, с распределением в них разрывных дислокаций (а), зависимости линейной плотности трещин и трещинной «пористости» от амплитуды поднятия (б) и удельной плотности трещин над антиклинальными блоками в зависимости от номера компетентного слоя для поднятий различных размеров (в); цифрами обозначены номера компетентных слоев по направлению снизу-вверх

- лишь над самым куполом поднятия выделяется одна трещина, которую можно назвать главной, обладающая максимальной раскрытостью, которая более или менее совпадает по направлению и расположению в перекрывающих друг друга компетентных пластах, начиная с самых нижних до самых верхних.

Таким образом трещины, образующиеся в различных компетентных пластах, имеющих небольшую мощность, как правило, не совпадают по своему расположению и ориентации, поэтому ожидать существования линейных разрывных нарушений, протягивающихся на значительные расстояния в неоднородной по составу и физико-механическим свойствам осадочной толще, вряд ли можно считать правильным. Зоны дробления и в частности разуплотнения, скорее всего, представляют собой участки, в пределах которых многочисленные, вертикально ориентированные дислокации, несмотря на их различное расположение и ориентацию в горизонтальной плоскости, тем не менее, пересекаются друг с другом и представляют собой взаимосвязанную (целостную) систему, по которой возможна эффективная вертикальная фильтрация флюидов.

Зоны разуплотнения возникают в осадках любого типа. Однако в гранулярных коллекторах (песчаниках, алевролитах) они часто маскируются присутствующей первичной межзерновой пористостью и проницаемостью. Хотя все равно наблюдаются высокодебитные зоны и повышенные фильтрационно-ёмкостные свойства у образцов, поднятых из этих зон.

Двумерное седиментационное моделирование позволило получить зависимости между амплитудами поднятий, их размерами, номерами компетентных слоев (в направлении от нижних к верхним), с одной стороны, и трещинной «пористостью» и линейной плотностью трещин, с другой (Рисунок 2.43б, в). Эти зависимости могут быть использованы при выборе наиболее перспективных интервалов и участков при бурении разведочных и эксплуатационных скважин.

В завершение рассмотрения двумерных седиментационных моделей проанализируем условия возникновения и принцип работы тектонического «насоса», позволяющего эффективно перекачивать флюиды, заполняющие поровое пространство пород-коллекторов в латеральном направлении с одного участка на другой.

Вследствие роста симметричного антиклинального блока в оптической модели над ним формируется фотоизохроматическая картина, также имеющая симметричную форму (Рисунок 2.44а).

Зона напряжений, образующаяся над вершиной этого же блока в седиментационной модели, проявляется в виде участка разуплотнения или вторичной (тектоногенной) трещиноватости, имеющей более ли менее равномерное распределение дислокаций в этой трещинной зоне, хотя наиболее протяженные трещины в ней всё же имеют преимущественное направление, ориентированное параллельно коротким сторонам модели (Рисунок 2.44б).

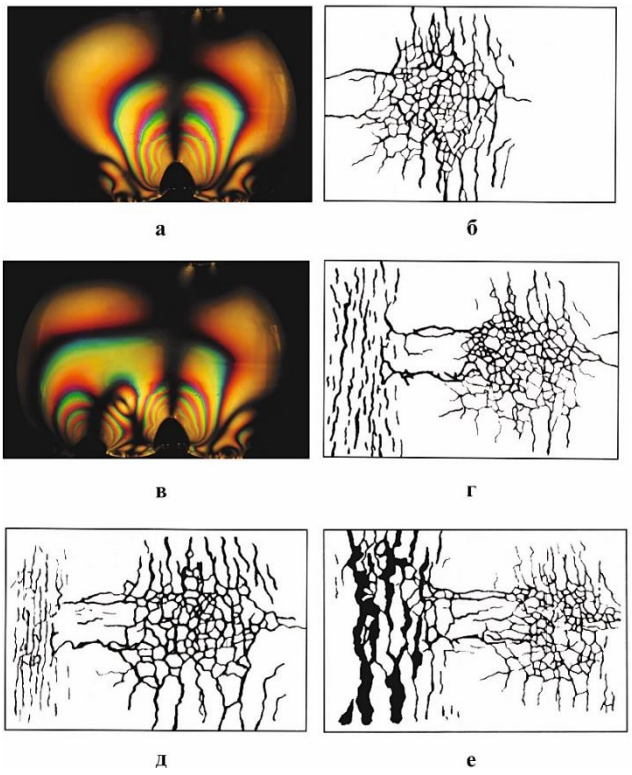


Рисунок 2.44 – Фотографии оптической модели последовательно растущих антиклинальных блоков (а, в), а также седиментационной модели с теми же блоками (б, г-е) – с изменяющимися размерами зон трещиноватости и раскрытости трещин, присутствующих в них, образовавшихся над попеременно растущими поднятиями (пояснения в тексте)

Рост соседнего с ним поднятия происходит уже не в изотропной среде, а в напряженной обстановке, возникшей в осадках, благодаря росту первого поднятия. На фотоизохроматической картине, образовавшейся вследствие роста этого поднятия, хорошо видно, что уровень напряжений существовавший до этого момента над первым поднятием существенно уменьшился по величине после роста второго поднятия, в примыкающей к нему зоне, а над вторым поднятием, напротив, сформировалась зона повышенных напряжений, проявившихся в появлении изохром высоких порядков (Рисунок 2.44в). Вследствие этого трещины, сформировавшиеся над вторым поднятием, оказались ориентированными вполне определённым

субпараллельным образом в соответствии с распределением напряжений, возникших вследствие роста первого поднятия (Рисунок 2.44г). Второе важное следствие роста второго поднятия заключается в том, что возникшая ранее зона деструкции над первым поднятием заметно уменьшилась в своих размерах, а раскрытость трещин, образовавшихся над ним, также резко сократилась (см. Рисунок 2.44г). Иными словами, рост второго более молодого поднятия вызвал сжатие трещинной зоны, образовавшейся над первым более старым поднятием и как следствие – перетекание флюидов, заполнявших эту более раннюю трещинную зону над первым поднятием, в новую зону дислокаций, сформировавшуюся над вторым более молодым поднятием.

Возобновившийся рост первого поднятия вновь приводит к формированию широкой зоны дислокаций со значительной степенью раскрытости трещин, присутствующих в ней и, напротив, резкому уменьшению раскрытости трещин, образовавшихся ранее над вторым поднятием (Рисунок 2.44д). Следовательно, флюиды, заполнявшие субпараллельную трещинную зону, существовавшую над вторым поднятием, по субперпендикулярной системе трещин, соединяющей обе зоны деструкции, вновь перетекли в реанимированную трещинную зону разуплотнения над первым поднятием.

Наконец, вследствие возобновления роста второго поднятия, над ним вновь восстановилась и расширилась существовавшая ранее зона деструкции, трещины, присутствовавшие в которой, резко увеличили свою раскрытость (Рисунок 2.44е). Напротив, зона деструкции (разуплотнения) существовавшая до этого момента над первым поднятием, вновь значительно уменьшилась в своих размерах, а присутствовавшие в ней трещины сжались вследствие резкого уменьшения их раскрытости (см. Рисунок 2.44е). Очевидно, что возобновившийся рост второго поднятия вновь привёл к перетеканию флюидов, насыщавших зону разуплотнения, существовавшую над первым поднятием, по той же субперпендикулярной сети трещин, соединяющей обе зоны разуплотнения в возобновленную и значительно увеличившую свою трещинную ёмкость зону разуплотнения, сформировавшуюся над вторым поднятием (см. Рисунок. 2.44е).

Таким образом, в случае последовательного роста двух близко расположенных (взаимодействующих между собой) поднятий они способны осуществлять перекачку флюидов в латеральном направлении из зон разуплотнения (деструкции), расположенных над их вершинами, причём наиболее перспективной будет зона разуплотнения, расположенная над самым молодым поднятием, росшим в последнюю очередь. Поэтому прежде чем выбирать место для заложения поисково-разведочной или эксплуатационной скважины следует на основе данных сейсморазведки провести палеотектоническую реконструкцию роста поднятий в пределах рассматриваемой площади или месторождения.

В качестве примера *трёхмерной* седиментационной модели рассмотрим таковую, построенную на основе сейсморазведочных данных, представляющую собой фрагмент с двумя антиклинальными блоками, имеющими различные размеры и амплитуду (Рисунок 2.45а).

Изучение полученных результатов подтвердило установленные ранее закономерности, заключающиеся в том, что по мере удаления компетентных слоев от вершины поднятия сначала наблюдается увеличение их площади дробления (см. Рисунок 2.45б, в), а затем её уменьшение (см. Рисунок 2.45г, д). Также полученные данные позволили получить зависимости подобные рассмотренным выше при изучении двумерных седиментационных моделей, например, величины трещинной (двумерной) «пористости» от расстояния до вершины антиклинального блока, размеров зон дробления от величины амплитуды поднятий и их размеров и т.п.

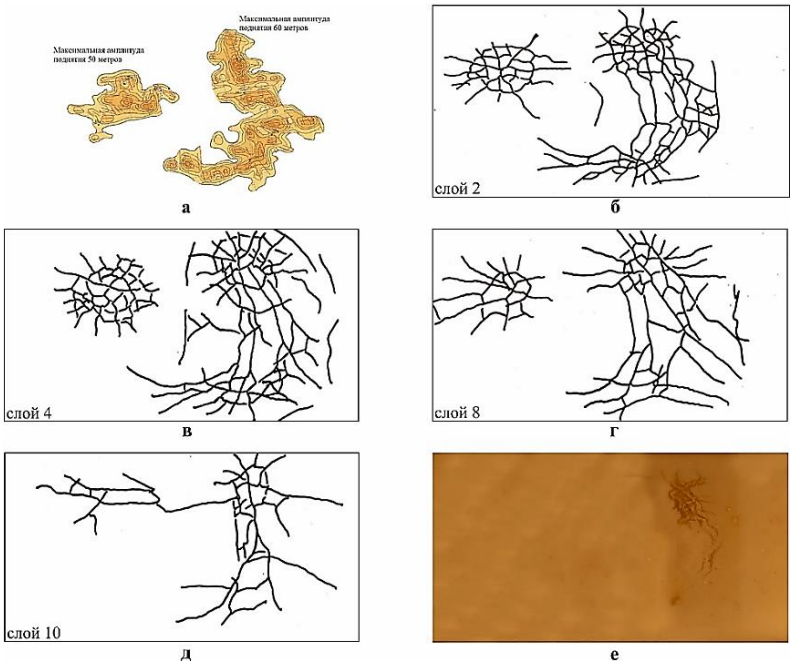


Рисунок 2.45 – Результаты трехмерного тектоно-седиментационного моделирования
а – антиклинальные структуры по отражающему горизонту А, выбранные для моделирования; б-д – распределение трещин в компетентных слоях, образовавшихся в них вследствие роста антиклинальных блоков; е – зона разуплотнения, сформировавшаяся над более крупными антиклинальным блоком, вышедшая на поверхность модели; нумерация компетентных слоев идет по направлению снизу-вверх

По этим антиклинальным структурам была изготовлена модель, повторяющая все их морфологические особенности. После чего проводилось моделирование роста этих поднятий, а затем, так же, как и при двумерном седиментационном моделировании, осуществлялась её послойная разборка (препарирование) и изучались закономерности распределения трещин, образовавшихся после роста поднятий в компетентных слоях (Рисунок 2.45б-д).

Следует обратить внимание на тот факт, что если зона дробления (разуплотнения), сформировавшаяся над более крупным поднятием вышла на поверхность трехмерной седиментационной модели, то таковая, возникшая над менее амплитудным поднятием осталась внутри модели и никак не проявила себя на её поверхности (Рисунок 2.45е).

Таким образом, если оптические модели позволяют проанализировать характер распределения нормальных и касательных напряжений в двумерных моделях, построенных по данным сейсморазведки, спрогнозировать направление и плотность трещинных дислокаций, то двумерные и трехмерные седиментационные модели дают возможность изучить закономерности, наблюдаемые вследствие перемещения осадков в результате роста поднятий разнообразной формы, объяснить механизм формирования зон разуплотнения (просадки осадков), образования «бескорневых» поднятий, «застывших волн» в осадочном чехле, установить взаимосвязи между размерами и формой поднятий, а также величиной раскрытости (шириной) трещин, их ориентацией, протяженностью, установить как функционирует «тектонический насос».

2.3.4. Результаты тектонофизического моделирования, прогноз высокопродуктивных зон в юрских отложениях

Как следует из полученных результатов моделирования, зоны разуплотнения над растущими поднятиями возникают в любых типах осадков, присутствующих в составе Западно-Сибирского осадочного бассейна. В гранулярных коллекторах более высокие их фильтрационно-емкостные свойства (ФЕС) в этих зонах отчасти маскируются исходной межзерновой пористостью и проницаемостью, хотя всё равно, разработчики фиксируют эти участки повышенными дебитами нефти и/или газа, а петрофизики в образцах керна, отобранного из этих зон, часто наблюдают своеобразные, так называемые «двойные» пористость и проницаемость, обусловленные наличием в этих образцах как межгранулярной, так и трещинной пористости, и особенно проницаемости.

Следующей чрезвычайно важной с точки зрения разработки трещинных коллекторов задачей является достоверный прогноз ориентации возникающих тектоногенных трещин. На основе полученных экспериментальных данных можно заключить, что над небольшими изометричными поднятиями формируются округлые зоны дробления, напоминающие по форме структуру разбитой тарелки, в которой по краям образуются дугообразные трещины, а в центральной части радиальные и реже – субперпендикулярные (см. Рисунок 2.43а). Над крупным продолговатым поднятием формируется субперпендикулярная сеть трещин, причём преобладают трещины, ориентированные вдоль его оси и бортов, эти же трещины имеют максимальную раскрытость. Поэтому при бурении наклонных и горизонтальных скважин необходимо учитывать морфологию поднятия, над которым прогнозируется существование тектоногенной зоны трещиноватости.

Наконец, не следует забывать о том, что по мере роста поднятия трещины изменяют свою ориентацию, например, вторая (более поздняя) генерация трещин может оказаться расположенной субперпендикулярно по отношению к системе трещин первой (более ранней) генерации трещин, на что обращали внимание В.В. Белоусов и М.В. Гзовский в своей ранней работе, посвященной экспериментальной тектонике [14].

Несомненный интерес также представляет оценка латеральных размеров зоны разуплотнения и/или трещиноватости, возникающей над образовавшимися поднятиями. Анализ полученных экспериментальных данных показал, что можно очень грубо (на качественном уровне) определить ширину такой зоны, связав её размеры с амплитудой этих поднятий. Максимальная ширина трещинной зоны разуплотнения, формирующейся над поднятиями примерно в 5-6 раз больше их амплитуды. Поэтому, если амплитуда антиклинального блока составляет порядка 100-150 м, то максимальная ширина зоны дробления над таким блоком может варьировать в пределах от 500-600 м до 750-900 м.

На Рисунке 2.46 приведен типичный пример структурно-прогнозной карты с нанесенными на нее зонами трех категорий перспективности и проектными скважинами, построенной по данным тектонофизического моделирования, выполненого с использованием результатов 3Д сейсморазведки.

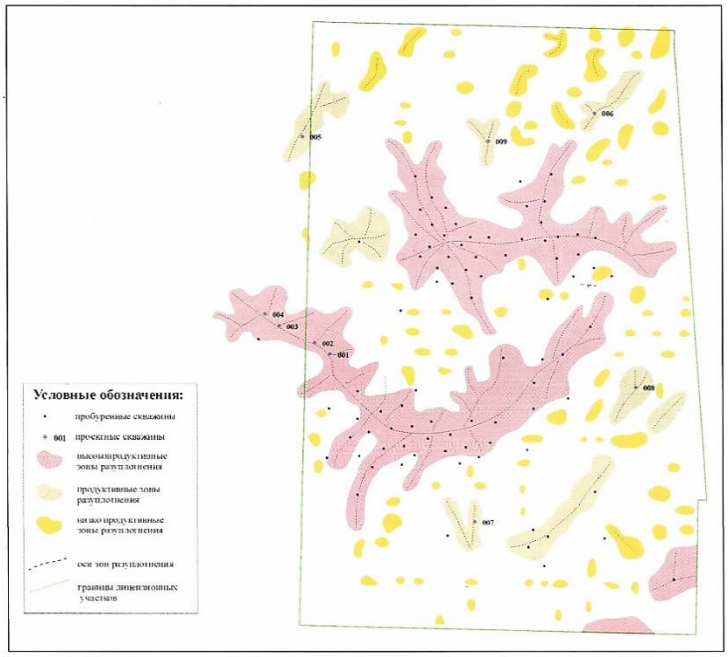


Рисунок 2.46 – Структурно-прогнозная схема размещения залежей углеводородов и зон повышенной продуктивности в юрских отложениях Славинского месторождения (по данным сейсморазведки и тектонофизического моделирования)

Поскольку по данным сейсморазведки антиклинальные структуры прослеживаются от фундамента до самых молодых отложений кайнозойского возраста, входящих в состав Западно-Сибирского осадочного бассейна, то можно заключить, что их образование в масштабах геологического времени, произошло сравнительно недавно, что является главным аргументом в пользу использования метода тектонофизического моделирования для объяснения наблюдаемых на сейсмовременных разрезах структурных феноменов и прогноза зон повышенной продуктивности в различных типах пород-коллекторов.

Таким образом, оптический метод позволяет получить детальную картину распределения касательных и нормальных напряжений в любой интересующей нас структурно-тектонической ситуации и спрогнозировать зоны сжатия, растяжения, направление и тип дислокаций (трещины отрыва, сколово-сдвиговые смещения), выделить перспективные для поисков УВ-залежей участки в пределах анализируемых месторождений и площадей.

Тектоно-седиментационный метод, в дополнение к оптическому, позволяет объяснить механизм образования зон разуплотнения (трещиноватости), «бескорневых» поднятий и «застывших» волн в осадочном чехле.

В предыдущем подразделе было показано, что трещины, входящие в зону деструкции (разуплотнения), при переходе от одного компетентного слоя к другому изменяют свою ориентацию, поэтому протяженных разломов, пронизывающих всю осадочную толщу, в этих зонах, не существует, однако благодаря тому, что эти трещины пересекают друг друга в вертикальном направлении внутри зоны разуплотнения, возникает высокопроницаемая (за счёт трещин) среда, по которой осуществляется эффективная вертикальная миграция поровых флюидов.

В случае моделирования роста высокоамплитудных поднятий, зоны разуплотнения, образующиеся над ними, выходят на поверхность моделей в виде зон просадок разнообразной формы и многочисленных трещин (см. Рисунки 2.42б, в, 2.45е).

На основе тектонофизического моделирования установлены качественные и полуколичественные связи разнообразных параметров (плотности трещин, трещинной «пористости», раскрытости трещин, радиуса зон трещиноватости и других) с геометрическими формами антиклинальных структур, выявленных по данным сейсморазведки (см. Рисунок 2.43б, в), которые позволяют построить структурно-прогнозные схемы распространения зон разуплотнения в осадочном чехле и, соответственно, выделить перспективные участки, в пределах которых породы-коллекторы обладают высокими ФЕС (см. Рисунок 2.46).

Очень важным является решение проблемы выделения этих зон в отложениях, в которых отсутствуют исходные (первичные) породы-коллекторы, а их появление обусловлено вторичными (эпигенетическими) тектоническими, а точнее тектоно-гидротермальными процессами. Именно такое происхождение имеют породы-коллекторы, образующиеся в бажено-абалакском комплексе Западной Сибири [103; 107; 118; 129; 130; 139; 144; 146].

Однако более детально проблема образования этого типа коллекторов будет рассмотрена в следующем разделе, посвященном именно бажено-абалакскому комплексу (БАК).

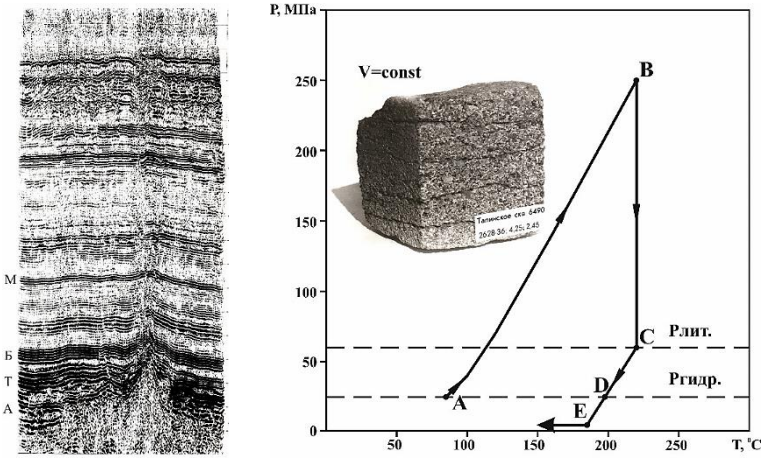
2.4. Механизм формирования углеводородных залежей в гранулярных юрских осадках

Основные структурные элементы, присутствующие в приповерхностной части фундамента, а также в осадках, покрывающих его, надежно устанавливаются с помощью сейсмических данных (см. Рисунок 2.39).

С помощью этих данных установлено, что на сейсмических разрезах присутствуют симметричные поднятия (антиклинали), которые по своему внешнему виду очень похожи на вулканы (Рисунок 2.47а).

Этот тип тектонических структур чаще всего встречается в западной части Западной Сибири, неподалеку от Урала (Красноленинский и Шаимский нефтегазоносные районы). С помощью ряда методов, используемых при обработке результатов сейсморазведки, на полученных (переобработанных) сейсмических разрезах появляется возможность наблюдать результаты тектоногенных напряжений, возникающих вследствие роста поднятий, образующихся в фундаменте. Рост этих поднятий приводит к возникновению зон дробления, а также появлению выделяющихся из фундамента гидротермалных флюидов (ГФ), которые активно воздействуют на осадки юрского и мелового возраста. Рассматриваемые зоны или участки на сейсмических разрезах имеют характерную запись в виде нарушений границ сейсмических отражений, а также потерь осей синфазности (см. Рисунок 2.47а).

Как правило симметричные поднятия, имеющие форму антиклиналей, характеризуются четкими правильными формами, что говорит о том, что магматические тела (плюмы), которые проникали в фундамент и выделявшиеся из них высокоэнтальпийные флюиды (ВФ) приводили к «щадящей» деформации верхней части фундамента и осадочного чехла, перекрывающего его (см. Рисунок 2.47а). Напомним, что положительные структуры, присутствующие на сейсмических разрезах, обычно проникают в осадочный чехол на всю его мощность до самых верхних его отложений. Этот факт говорит о том, что возраст поднятий очень молодой, возможно даже позднекайнозойский (см. Рисунок 2.39).



а б

Рисунок 2.47 – Фрагмент сейсмовременного разреза (Узбекское месторождение) со следами гидротермальной деятельности (а); P-T диаграмма, описывающая поведение поровой воды при ее нагреве глубинным высокоэнтальпийным флюидом и последующего ее охлаждения (б) На врезке приведена фотография высокопроницаемого образца грубозернистого песчаника, отобранного из базальных отложений ($ЮК_{10}$) Талинской площади

К сожалению, состав глубинных флюидов изучен недостаточно полно, что объясняется тем, что подавляющее большинство проанализированных жидких и газообразных проб отобрано в приповерхностных условиях, а потому в большей или меньшей степени гидротермальные растворы разбавлены атмосферными и/или грунтовыми водами, а в пробах газа присутствует примесь воздуха. Кроме того, существуют представления о том, что компонентный состав флюидов, отделяющихся от остывающего магматического тела, зависит от его состава, температуры и глубины, на которой он находится [17; 18; 23; 57; 69; 134; 156; 158; 160; 183; 201; 213; 225; 250; 260-262; 264]. Поэтому, не исключено, что флюиды, отделяющиеся от магматических тел в различных участках Западно-Сибирской плиты, имеют неодинаковый состав.

По данным петрологов, в магме, в зависимости от её состава, содержание воды изменяется в широких пределах – от 0.2-2 % до 8-10 % и более [12; 16; 73; 138; 156; 158; 160; 182; 201; 213; 225; 250; 260-262; 301]. Летучие компоненты (помимо паров воды, являющейся обычно главной составляющей вулканических газов) представлены CO_2, CO, H_2, HCl, HF, SO_2, H_2S, NH_3, N, COS, CH_4, HCNS, SiF_4, $B(OH)_2$, O_2(!) и благородными газами [12; 17; 23; 138; 156; 160; 201; 213; 250; 264]. Причём в зависимости от стадии дегазации магмы состав газа изменяется в широких пределах. Тем не менее, как мы видели выше, вторичные (тектоно-гидротермальные) процессы приводят к формированию близких по набору минеральных фаз и их ассоциаций, кроме того, последовательность их образования, как мы убедились ранее, так же в большинстве случаев сохраняется.

На состав образующихся минеральных ассоциаций и процессы нефтегенерации огромное влияние оказывают не только состав ГФ, но и активность или подвижность входящих в их состав летучих компонентов, определяющих их кислотно-щелочные и окислительно-восстановительные свойства. Можно предположить, что благодаря присутствию в ВФ или ГФ кислых компонентов (HCl, HF, SO_2, H_2SO_4 и др.), а также высокой подвижности протона (H^+) первые порции отделяющихся от магматического очага флюидов имеют ярко выраженные кислотные свойства (очень низкие значения pH), благодаря чему наблюдается кислотное выщелачивание пород, в которые они проникают [9; 12; 23; 57; 73; 128; 182; 201; 213; 225; 250].

Затем в результате их реакции с окружающими породами их кислотность уменьшается, и они становятся практически нейтральными или даже, слабо щелочными [9; 23; 128; 137; 182; 183; 201].

То же самое касается и более подвижного водорода, который, опережая кислород, поднимаясь в составе ВФ или ГФ, активно реагирует с ОВ, входящим в состав юрских осадков, вызывая их гидрирование, то есть, делая его более восстановленным и, тем самым, благоприятствуя процессам нефтегенерации. Действительно, высокое давление и температура, существующее в ГФ, благоприятствуют процессам гидрирования ОВ, так как энергия активации этой реакции достаточно велика. Исследования В.И. Молчанова подтверждают реальность протекания реакций гидрирования в осадочной толще, так как по его данным ОВ вовсе не донор, а, напротив, - акцептор водорода [211].

Процесс окисления, так же, как и ощелачивания, немного запаздывает по времени, поэтому кислород, растворённый в ГФ, главным образом, окисляет оставшиеся на месте углефицированные остатки (растительный детрит) и слабо взаимодействует с образовавшимися чуть раньше нафтидами по двум причинам. Во-первых, потому, что они (нафтиды) успели уйти «вперёд» и находятся на некотором удалении от пришедшего им на смену флюида, содержащего в своём составе кислород и, во-вторых, из-за большей устойчивости нафтидов по сравнению с ОВ, к процессам окисления.

По существующим в настоящее время представлениям о составе ВФ, отделяющихся от магматического очага, как уже говорилось ранее, они характеризуются очень низкими значениями pH из-за высокого содержания в них кислых компонентов (главным образом, HCl и HF) и низкой минерализацией, а также имеют преимущественно Na-Cl состав [12; 43; 57; 111; 115; 137; 158; 160; 183; 201, 213].

Из-за низкой минерализации, высокой температуры и чрезвычайно кислых свойств первые порции ВФ, превращающегося в ГФ интенсивно растворяют окружающие (вмещающие) их породы, вследствие чего в них (например, в песчаниках) формируется дополнительная ёмкость (см. подразделы 2.1 и 2.2).

Здесь необходимо обратить внимание на то, что все породообразующие минералы, кроме Кв, характеризуются инконгруэнтной растворимостью в ГФ. То есть элементы, слагающие тот или иной минерал, переходят в раствор с нарушением их стехиометрии. Кислые слабоминерализованные ГФ интенсивно выщелачивают из исходных минеральных обломков K, Na, Ca, Mg, Fe, Al. Напротив, растворимость Si в них очень низкая, поэтому они быстро им насыщаются и выделяющийся при инконгруэнтном растворении полевых шпатов, слюд, хлоритов и других неустойчивых в этих условиях алюмосиликатов, кремнезём, кристаллизуется здесь же в виде гидротермального Кв (см. подразделы 2.1 и 2.2). Происходит окремнение исходной породы – формируются практически мономинеральные кварцевые породы, напоминающие собой по составу и механизму образования вторичные кварциты [9; 23; 57; 93; 95; 111; 115; 137; 156; 301]. Именно такие породы встречены в составе базальных отложений котухтинской свиты Северо-Варьёганского месторождения, шеркалинской свиты (пласты $ЮК_{10-11}$) Красноленинского месторождения, васюганской свиты (пласт $Ю_1^0$) Ахтамарского и Грибного месторождений (см. Рисунки 2.1, 2.2, 2.4а, 2.11б, 2.13б, в).

По мере охлаждения ГФ и роста его pH растворимость Al в нём уменьшается, поэтому он начинает реагировать с присутствующим в составе раствора кремнезёмом и отлагаться в поровом пространстве гранулярных коллекторов вслед за кварцем (причём часто на его поверхности) в

виде каолинита и/или диккита (Рисунки 2.4а, б, 2.5а, 2.6д, 2.10д, 2.11е, 2.12в, г) в соответствии с Уравнениями (2.6) и (2.7).

В этой связи представляет интерес величина порового давления, которая могла возникнуть в результате прогрева внедряющимися ВФ и/или ГФ в водонасыщенные породы. Для оценки величины этого давления воспользуемся данными, приведенными в справочнике под редакцией С. Кларка мл. [265]. С целью максимального упрощения расчётов, допустим, что рассматриваемая система ВФ-порода или ГФ-порода, представляет собой изохорическую систему, то есть условно примем, что объём рассматриваемой системы постоянен. Будем считать, что первоначальная пластовая температура ($T_{пл}$) в нижнеюрских песчаниках, например, Талинской площади, составляла 80 ºС, а гидростатическое давление ($P_{гидр}$) – было около 25 МПа (точка А на Рисунке 2.47б). В результате внедрения в них ГФ температура поровых вод возросла до 220 ºС, а поровое давление, соответственно, – до 250 МПа (точка В на Рисунке 2.47б). Известно, что горные породы обладают большой прочностью на сжатие, но слабой – на разрыв. Поэтому такой величины избыточного порового давления над литостатическим ($P_{лит}$) более чем достаточно, чтобы произошёл гидроразрыв нижнеюрских песчаников. Понятно, что на самом деле, температура порового флюида в результате проникновения в песчаники ГФ может быть гораздо выше, принятой в наших расчётах, поэтому, соответственно, и поровое или пластовое давление ($P_{пл}$) также может достигать гораздо большей величины. В результате гидроразрыва песчаники и даже глинистые флюидоупоры, окружающие песчаники, становятся на некоторое время проницаемыми из-за образующихся в них многочисленных трещин гидроразрыва. Избыточное давление вместе с частью перегретых поровых флюидов сбрасывается в ближайшие проницаемые горизонты, а также передается по латерали в соседние («холодные») участки. В результате этого избыточное поровое давление падает, по крайней мере, до величины $P_{лит}$ (точка С на Рисунке 2.47б). Вследствие последующего охлаждения порового флюида происходит быстрое уменьшение $P_{пл}$. Так при температуре около 200 ºС $P_{пл}$ приблизится к $P_{гидр}$ (точка D на Рисунке 2.47б), а уже при 180ºС $P_{пл}$ упадет примерно до 5 МПа и произойдёт «вскипание» порового флюида с дальнейшим быстрым уменьшением $T_{пл}$ и $P_{пл}$ (точка Е на Рисунке 2.47б).

Таким образом, охлаждение порового флюида вызывает формирование зоны аномально низких пластовых давлений (АНПД), в которых величина этих давлений может быть в разы меньше уровня гидростатического давления ($P_{гидр}$). В результате этого формируется депрессионная зона, в которую начинают засасываться флюиды из окружающих её пород, как в латеральном, так и вертикальном направлениях [43; 57; 95; 115].

Примером, доказывающим возможность гидроразрыва нижнеюрских отложений, подвергшихся воздействию ГФ, могут служить очень рыхлые, часто с множеством субгоризонтальных трещин грубозернистые песчаники упоминавшихся ранее пластов $ЮК_{10-11}$ Талинской площади, имеющих проницаемость около 1-2 Дарси и даже более (см. Рисунок 2.47б, вставка с фотографией образца керна).

Внедряющиеся и/или внедрявшиеся в нижнеюрские отложения этой площади ГФ вызывали (и, вероятно, продолжают вызывать) формирование гидродинамических и гидрохимических аномалий, локальных зон повышенных и пониженных $T_{пл}$ и других особенностей рассматриваемых отложений [43; 57; 95; 115].

Анализ величин начальных $P_{пл}$ в продуктивных пластах $ЮК_{10-11}$ (Талинское месторождение), имеющих между собой гидродинамическую связь, показал, что в субширотном направлении при рассмотрении изменения $P_{пл}$ отмечается гидродинамическая аномалия,

выражающаяся в наличии пьезоминимума в форме протяженной воронки и приуроченного к осевой части шеркалинского горизонта [43].

Снижение начальных $P_{пл}$ в залегающих выше пластах $ЮК_{2-9}$ наиболее контрастно проявляется над зонами распространения шеркалинского горизонта. Поэтому можно предположить, что в пределах Красноленинского свода высокопроницаемые коллекторы $ЮК_{10-11}$ из-за сформировавшейся в них депрессионной зоны дренируют всю толщу тюменской свиты (вследствие охлаждения первоначально перегретых проникшими в них ГФ поровых вод, см. Рисунок 2.47б интервал D-E). Можно допустить, что вероятность вертикальной миграции флюидов в этих условиях более высокая, чем латеральная, так как перепады давлений по разрезу на 1.0-2.0 МПа превышают таковые по латерали [43].

Кроме установленных пьезоминимумов, приуроченных к погруженным участкам тюменской свиты, в сводовых частях локальных поднятий (Емёговского, Пальяновского и др.) наблюдаются хорошо выраженные пьезомаксимумы инверсионного типа [43]. Возникновение этих положительных аномалий невозможно объяснить недоуплотнением глин, акватермальным эффектом, дегидратацией монтмориллонита и т.п., так как в сводовых частях поднятий толщины глинистых отложений сокращаются. Наиболее вероятным объяснением этого факта можно считать проникновение снизу ГФ, формирующих сверхгидростатическое давление в коллекторах тюменской свиты.

Таким образом, в пределах Красноленинского свода, судя по наличию пьезоминимумов и пьезомаксимумов, следует ожидать проявления двух противоположно направленных потоков поровых флюидов. Если это так, то вертикальное перемещение флюидов должно сопровождаться конвективным тепломассопереносом, эффективность которого будет значительно превосходить кондуктивный. Вследствие этого зоны развития восходящих потоков, где в юрские отложения поступают глубинные ГФ должны характеризоваться положительными термоаномалиями, а зоны нисходящих потоков или зоны «всасывания», где проникновение ГФ происходило достаточно давно и эти участки успели остыть, благодаря чему, собственно говоря, и возникла депрессионная зона, в которую устремились более холодные пластовые флюиды из верхних и «боковых» проницаемых горизонтов.

Схема изменения современных пластовых температур по подошве тюменской свиты подтверждает это предположение: практически все пьезоминимумы совпадают с зонами отрицательных термоаномалий, а пьезомаксимумы – с участками повышенных значений $T_{пл}$. Наблюдаемые в пределах Красноленинского свода вариации температурных градиентов (от 3.2 до 5.0 ºС/100 м) невозможно объяснить исходя только из теплофизических свойств осадочных пород, не допуская вертикальных перемещений флюидов вверх (горячих) и вниз (холодных) [43].

Следует отметить, что контрастность отрицательных термоаномалий может быть усилена дополнительным снижением температуры на 3-5ºС в зонах пьезоминимума за счёт разгазирования нефти при снижении $P_{пл}$ в них ниже давления насыщения. Вполне вероятно, что этим объясняется образование небольших по размерам газовых шапок в нефтяных залежах, формирование которых до настоящего времени не получило общепринятого однозначного объяснения. Споры продолжаются относительно того, являются ли они техногенными или все-таки имеют природный генезис?

Анализ состава глубинных флюидов, полученных из скважин Шаимского НГР (Трёхозёрное месторождение) показал, что они состоят, главным образом, из паров воды и углекислоты, причём в этих подземных водах в растворённом состоянии встречены следующие газы: CO_2 – 62-96 %; CH_4 – 2-33 %, N_2 – 0.1-1.7 %, тяжелые УВ – 0.08-4.0 % [43]. Если глубинные

флюиды, поднимающиеся в пределах соседнего с Шаимским, Красноленинского свода, имеют близкий состав, то следует ожидать закономерного увеличения содержания углекислоты от зон «всасывания» к участкам нагнетания. Поскольку CO_2 лучше растворяется в нефти, чем в воде и не реагирует с ней, то для оценки характера распределения углекислоты в пределах Красноленинского свода были проанализированы глубинные пробы именно пластовой нефти, полученные из тюменской свиты. Оказалось, что изменение по площади свода содержания CO_2 в нефти подтверждает сделанное предположение: его концентрация увеличивается с запада на восток от 0.2-0.3 % мол. на Талинской, до 1.2 % мол. на Ем-Еговской и далее до 2.0 % мол. на Пальяновской площадях в направлении общего увеличения $P_{пл}$ и $T_{пл}$ [43].

В вертикальном разрезе зона интенсивного внедрения CO_2 в осадочный чехол (в составе ГФ) в пределах рассматриваемого района ограничивается кровлей верхнеюрского флюидоупора – абалакской и баженовской свитами. Над ними концентрация CO_2 в нефти резко уменьшается. Например, в скв. 533 Ем-Еговской площади на глубине около 1400 м (викуловская свита), концентрация CO_2 в нефти составляет всего 0.01 % мол., что в 200 раз меньше, чем в нефти тюменской свиты [43].

Таким образом, в зонах положительных термо- и бароаномалий происходит проникновение ГФ, имеющих повышенные давления и температуру. Эти флюиды представлены слабоминерализованными, вероятно, среднетемпературными гидротермами, насыщенными углекислотой. Внедрение таких флюидов влечёт за собой изменение химического состава вод юрского комплекса, выражающееся в их опреснении и насыщении растворённой углекислотой с последующим её гидролизом и диссоциацией. Этот процесс ведёт к образованию слабоминерализованных гидрокарбонатно-натриевых вод. Воды такого типа с инверсией минерализации неоднократно описывались ранее, причём не только для Западно-Сибирского, но и для других бассейнов [43; 57, 96; 137; 160].

Действительно, анализ гидрохимического состава пластовых вод юрских отложений Красноленинского свода показал, что воды этих отложений представлены двумя основными типами (по В.А. Сулину): хлоридно-кальциевым и гидрокарбонатно-натриевым. В их распространении по площади свода обнаруживается определённая гидрохимическая закономерность. Воды гидрокарбонатно-натриевого типа встречены в восточной части залежи и тяготеют к центральным и наиболее приподнятым участкам свода, характеризующимся положительными термо- и бароаномалиями. Воды хлоридно-кальциевого типа, наоборот, локализованы в западной части свода и тяготеют к отрицательным термо- и бароаномалиям. По величине минерализации воды обоих типов различаются слабо и характеризуются сравнительно низкой минерализацией (в среднем 6-14 г/л) [43].

Вполне вероятно, что отмечающееся снижение уровня ВНК в пластах $ЮК_{10-11}$ по направлению с востока на запад на 20-30 м, то есть по направлению к пьезоминимуму объясняется «засасыванием» в этом направлении пластовых флюидов в депрессионную воронку, о существовании которой говорилось ранее. Не исключено, что какая-то часть УВ могла попасть и в кровельную часть доюрского комплекса, если депрессионная зона продолжается вглубь пород фундамента. Именно такая ситуация наблюдается в соседнем Шаимском НГР в пределах Северо-Даниловского месторождения в скв. 10151, где величина $P_{пл}$ уменьшается с глубиной в массиве кислых эффузивов (до 7.0 МПа ниже гидростатического), причём в этом же направлении наблюдается уменьшение минерализации поровых вод и смена гидрокарбонатно-натриевого типа на хлоридно-кальциевый [96].

Исходя из сказанного выше и результатов исследований вулканологов, можно предположить, что первые порции ВФ, отделившиеся от глубинного магматического тела, поступавшие в базальные песчаные отложения (в рассматриваемом случае шеркалинской свиты) имели высокую температуру, низкую минерализацию и очень кислый состав. Эти флюиды приводили к интенсивному окремнению исходных песчаников в результате инконгруэнтного растворения неустойчивых обломочных зёрен и, соответственно, преимущественному, по сравнению с кремнезёмом, переходу в ГФ слагающих их породообразующих элементов (Al, Fe, Ca, Mg, Mn, K, Na). Насыщенные этими элементами поровые флюиды были оттеснены поступающими новыми порциями ГФ к периферическим участкам, где по мере их охлаждения и ощелачивания из них образовывались эпигенетические минералы, представленные, в первую очередь, Кв, Кт (диккитом), Ил, затем альбитом и в редких случаях адуляром и диаспором (см. Рисунки 2.1в, г, 2.2в, е, 2.4а, б, 2.5а, 2.6, 2.7а, б). Поэтому в тех участках, куда поступали свежие порции ГФ сформировались наиболее высокоёмкие вторичные коллекторы гидротермального происхождения с низким содержанием поровых глинистых (Кт, диккит, Ил) и других минералов (альбит, адуляр).

Все эти эпигенетические минералы отлагались преимущественно в периферических участках, в которые были оттеснены новыми порциями поступавшие ранее ГФ, пересыщенные выщелоченными из исходных минералов породообразующими элементами, поэтому они заполняли поровое пространство «периферийных» песчаников и резко ухудшали их ФЕС. Похожий механизм образования имеют и карбонатные минералы, отлагающиеся в поровом пространстве песчаников (см. Рисунки 2.7в, г, 2.8, 2.11б-е). Отметим ещё раз тот факт, что регенерационный и новообразованный кварц также заметно уменьшают исходное поровое пространство песчаников. Поэтому в участках, где шло интенсивное отложение гидротермального кварца, также отмечается ухудшение ФЕС песчаников.

Описываемые нами первичные высокотемпературные слабоминерализованные кислые ВФ имеют хлор-натриевый состав. Поэтому взаимодействуя с реликтовыми поровыми водами, насыщавшими до этого песчаники, они снижают их минерализацию, а появление в их составе Ca, выщелоченного из растворённых ими плагиоклазов и карбонатов, приводит к формированию в этих участках слабоминерализованных пластовых вод хлоридно-кальциевого типа [43].

Низкоминерализованные ГФ с высоким содержанием в их составе CO_2 считаются самыми поздними, сравнительно низкотемпературными поствулканическими флюидами, хотя и имеют также как натриево-хлоридные глубинное происхождение. Они появляются на заключительном этапе вулканической деятельности, часто в периферических частях остывающих магматических тел [123; 125; 156; 158; 160; 201; 264].

Вероятно, с деятельностью этих ГФ можно связывать образование второго типа вод, присутствующих в рассматриваемом регионе, относимого к гидрокарбонатно-натриевому типу. Судя по наличию в участках их развития положительных термо-бароаномалий можно предположить, что они, в отличие от более ранних, уже остывших натрово-хлоридных ГФ, и в настоящее время продолжают поступать в юрские отложения, поддерживая существование этих аномалий.

Можно также предположить, что этот тип пластовых вод образуется вследствие распада первоначально гомогенного ГФ на жидкую и газообразную или парообразную фазы вследствие снижения давления и температуры исходного ГФ. Именно эта низкоминерализованная парообразная фаза, обогащенная CO_2 при смешении с поровыми водами тюменских песчаников, приводит к формированию в них гидрокарбонатно-натрового типа пластовых вод.

Ранее уже отмечалось первостепенное значение гидротермального воздействия на ОВ, присутствующего в составе юрских отложений, которое проявляется:

во-первых, в резком ускорении процессов генерации нафтидов, включая процессы гидрирования исходного ОВ;

во-вторых, в образовании на первой (высокотемпературной) стадии развития процесса гомогенного нафтидо-водного флюида, способного легко мигрировать в гранулярных коллекторах вследствие отсутствия известной проблемы с различными относительными фазовыми проницаемостями двухфазного потока нафтидов и воды;

в-третьих, вследствие формирования тектоногенных трещин и трещин флюидоразрыва гомогенный нафтидо-водный флюид способен некоторое время беспрепятственно фильтроваться не только в гранулярных коллекторах, но и сквозь глинистые породы, являющихся в обычных условиях флюидоупорами.

Со временем, по мере охлаждения первоначально гомогенного нафтидо-водного ГФ он распадается на две или три фазы – водную и нафтидную (включая газообразную), проходя при этом, по-видимому, стадию образования эмульсии. Именно этот «эмульсионный» этап зафиксирован в верхнеюрских песчаниках Узбекского месторождения, благодаря тому, что капельки эмульсии, образовавшейся при разделении первоначально гомогенного ГФ на две фазы, оказались покрытыми необычными «сноповидными» кристаллами сидерита (см. Рисунок 2.8). Вероятно, капельки нафтидов послужили своеобразными центрами кристаллизации сидерита из пересыщенного ионами Fe^{2+} и CO_3^{2-} ГФ.

Приведем более подробное описание механизма возникновения гидроразрыва в осадочной толще, о котором неоднократно говорилось выше. Для этого примем следующие исходные условия. Глубина залегания осадков 2.5 км, пластовая температура – 80^{o}C, поровое давление 25 МПа, литостатическое давление – 56 МПа, пористость породы – 15 %. Следовательно, эффективное давление в осадках равно 31 МПа.

По результатам определения прочности осадочных пород на разрыв, эта величина составляет примерно 20-40 МПа. Однако эти оценки справедливы для условий, когда рассматриваемая система является закрытой и флюиды не имеют возможности мигрировать. В природе же практически все системы являются открытыми, поэтому для проведения расчётов определения условий флюидоразрыва в обсуждаемой осадочной толще примем более жесткие условия, а именно: будем считать, что флюидоразрыв в осадках будет происходить при достижении поровым давлением величины в 60 МПа. Поскольку предполагается, что проникновение ВФ в осадочную толщу происходит достаточно быстро, то поровые воды не успевают вытесняться и вследствие их термического расширения происходит рост порового давления. При этом из-за термического расширения вод, присутствующих в порах и происходящего флюидоразрыва осадков их пористость увеличивается в зависимости от температуры проникшего в них ГФ (Рисунок 2.48).

При принятых исходных условиях (включая давление флюидоразрыва, равное 60 МПа) разрыв водонасыщенных осадков произойдет уже при температуре около 120^{o}C [265]. При этом объём порового пространства рассматриваемых пород увеличится всего на 0.18 % и составит, соответственно, 15.18% (см. Рисунок 2.48). С ростом температуры ГФ пористость рассматриваемых осадков будет увеличиваться и, например, при 330^{o}C составит около 20 %. С дальнейшим ростом температуры флюида пористость будет быстро расти и при температуре 500^{o}C составит почти 45 % [265], то есть увеличится почти в 3 раза! Таким образом, осадки в месте проникновения высокоэнтальпийного ГФ будут представлять собой своеобразный

«кипящий слой», в котором обломочные зёрна будут практически со всех сторон окружены этим высокоэнтальпийным флюидом. В этом состоянии осадки будут обладать чрезвычайно высокой проницаемостью.

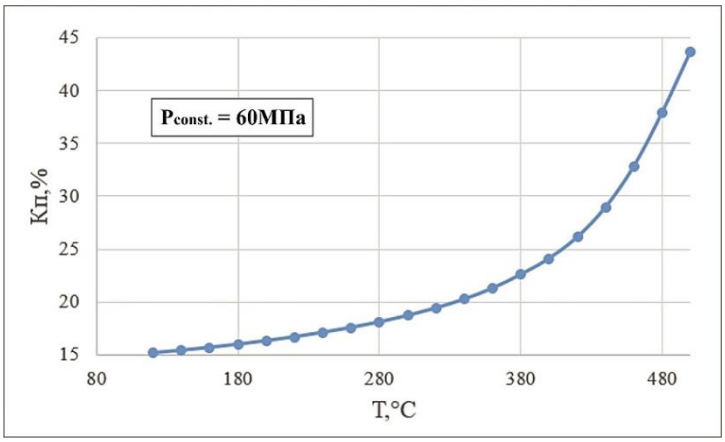


Рисунок 2.48 – Зависимость величины пористости осадочных пород от температуры гидротермального флюида внедрившегося в их поровое пространство

Однако проведенные оценки справедливы для достаточно высоких температур. По данным определения температур гомогенизации газово-жидких включений, палеотемпературы, вероятнее всего могли достигать 260-330ºС [301]. Поэтому пористость рассматриваемых осадков могла возрастать примерно до 20 %, что также в значительной степени увеличивало их проницаемость.

Здесь следует отметить, что мы не учитывали объем ВФ, поступавшего в осадочную толщу, поэтому на самом деле вторичная пористость может оказаться выше полученной при оценочном расчёте.

Исходя из вышесказанного, можно заключить, что в момент тектоно-гидротермального воздействия, вызванного подъёмом магматического тела и выделением из него ВФ, осадочный чехол на короткое время становился проницаемым, включая и глинистые разновидности пород. Если трещиноватая зона разуплотнения, образовавшаяся над таким магматическим телом, имела достаточную протяженность по вертикали, то она могла выйти на земную поверхность, а поднимающиеся по ней нафтиды могли сформировать на ней приповерхностные залежи, состоящие из потерявшей лёгкие УВ фракции нефти и в той или иной степени термически преобразованных битумов.

Таким образом, выполненный анализ полученных экспериментальных и фактических геолого-геофизических и гидрохимических данных позволяет в общих чертах предложить следующую модель формирования УВ-залежей в юрских осадках, частично рассмотренную ранее при описании тектоно-гидротермальных процессов, происходивших в доюрском комплексе.

Магматические тела (плюмы), формирующиеся в астеносфере и движущиеся вверх вызывают образование зон напряжений, проникающих сначала в фундамент, а затем и в осадочный чехол, в котором «вырастают» положительные структуры (антиклинали различной формы и размеров). Рост плюмов вызывает дробление пород, входящих в состав сначала доюрского комплекса (ДК), а затем и более молодых осадков юрско-мелового возраста. Описываемый процесс приводит к «разгерметизации» породной системы, что, в свою очередь,

вызывает падение давления в поднимающемся плюме в результате чего происходит выделение ВФ, кторые по сформировавшимся трещинным дислокациям проникают в осадочный чехол. Проникающие в осадочный чехол ВФ характеризуются кислым составом, высокими температурами и давлениями, что позволяет им выщелачивать и растворять неустойчивые в возникших термодинамических условиях минералы и обломки пород, в результате чего в этих отложениях образуется дополнительная эпигенетическая вторичная пористость. ВФ, смешиваясь с поровыми водами превращаются в ГФ, которые, в свою очередь, также продолжают выщелачивать и растворять неустойчивые в этих условиях минералы и обломки пород, что также приводит к формированию эпигенетической вторичной пустотности. Благодаря высокому содержанию в ГФ и ВФ кислых компонентов наблюдается активное инконгруэнтное выщелачивание основных элементов, слагающих осадки, кроме устойчивого в этих условиях кремния, из-за чего образуются песчаники, сложенные практически одним кварцем, напоминающие кварциты.

Постепенно происходит охлаждение этих флюидов, уменьшается давление, а также повышается их pH, что в свою очередь, велет сначала к их насыщению, а затем и пересыщению содержавшимися в них веществами, поэтому из них начинают образовываться эпигенетические минералы гидротермального генезиса в следующем порядке: сначала это Кв, затем диккит и/или Кт, полевые шпаты (главным образом Аб) и Ил. Если в составе ГФ присутствует сульфид-ион, то становится возможным кристаллизация октаэдрического Пи.

В случае продолжающегося охлаждения ГФ или ВФ из них кристаллизуются сульфаты, карбонаты, фосфаты, а в завершение (при самых низких температурах) различные типы сульфидов.

Кроме минералов и обломков пород, поступающие в отложения юрского возраста ГФ и ВФ вступают в реакцию с исходным ОВ, входящим в состав этих отложений, что приводит к активной генерации УВ, что объясняется природным термолизом ОВ. Кроме того, вполне возможен процесс гидрогенизации, образовавшихся нафтидов в результате их взаимодействия с водородом, присутствующим в составе этих флюидов.

Помимо тектоногенного дробления юрских пород, они подвергаются флюидоразрыву, так как высокотемпературные ГФ и ВФ вызывают активную генерацию нафтидов, объем которых превосходит таковой исходного ОВ, а также из-за увеличения объема поровой воды, которая может переходить в пар или надкритическое состояние. Вследствие протекания этого процесса (флюидоразрыва) все породы, слагающие юрские осадки (даже имеющие глинистый состав) могут на некоторый промежуток времени стать проницаемыми. Вероятно, возникающие высокотемпературные флюды, имеющие в своем составе как воду, так и нафтиды, представляют собой одну надкритическую фазу (без разделения на УВ и воду), поэтому характер смачиваемости поверхностьи пор не влияет на проницаемость пород и их фазовую проницаемость по воде, газу и/или нефти. Кроме того, эффект Жамена перестает «работать» [4; 43; 57; 111; 115; 132; 144; 238].

По мере охлаждения образовавшегося гомогенного флюида наблюдаются два важных явления. Первое заключается в том, что этот флюид превращается в две фазы: одна из которых представлена УВ (нефтью) присутствующей, вероятно, первоначально в виде эмульсии, а вторая – водой. Второе проявляется в том, что в результате охлаждения первоначально интенсивно прогретых ВФ или ГФ участков пород-коллекторов начинают формироваться депрессионные зоны, в которые устремляются поровые флюиды (нефть и вода), в результате чего образуются залежи УВ. Следует также отметить, что в случае, когда эти процессы имеют молодой возраст,

возникшие депрессионные участки могут сохраниться в той или иной степени до настоящего времени. Такое явление отмечается в некоторых участках Талинского месторождения в пластах $ЮК_{10-11}$.

Через некоторое время происходит замена первых порций ГФ и ВФ, имеющих кислый состав, очень высокую температуру и небольшое содержание растворенных в них солей (в первую очередь NaCl) на более поздние порции ювенильных флюидов, богатых CO_2, отделяющихся от магматических плюмов на поздней (остывающей) стадии, которые могут продолжать проникать в юрские отложения на современном этапе. Если наши представления о закономерностях изменения составов ГФ и ВФ во времени справедливы, то начальные их порции в результате смешения с пластовыми (поровыми) водами давали в результате хлоридно-натриевый тип поровых вод, а более поздние - гидрокарбонатно-натриевый. В месте, где происходило смешение обоих типов (высокотемпературного и более позднего низкотемпературного) возникают хлоридно-магнивые пластовые воды вследствие связывания иона кальция в эпигенетический (гидротермальный) кальцит.

Смещение УВ (нефти) и подошвенных поровых вод в сторону депрессионной зоны приводит к возникновению наклонных ВНК в направлении их движения. Изменение уровня ВНК в таком случае может достигать нескольких десятков метров. В том случае, когда депрессионная зона продолжается и в породах ДК, то они (депрессионные зоны) могут оказаться заполненными УВ и в них образуются залежи нефти. По этой причине представляется логичным опробовать кроме юрских отложений и породы, слагающие кровлю ДК [43; 96].

На основе полученных данных можно заключить, что для поисков и разведки эпигенетических пород-коллекторов, имеющих вторичное тектоно-гидротермальное происхождение, необходимо применять оригинальный способ, основанный на комплексировании результатов сейсморазведочных работ и тектонофизического моделирования, который был подробно описан в ранее приведенных подразделах.

ГЛАВА 3. ТЕКТОНО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ В БАЖЕНО-АБАЛАКСКОМ КОМПЛЕКСЕ И ЕГО НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ

3.1. Региональный прогноз нефтегазоносности бажено-абалакского комплекса

Открытие битуминозных отложений баженовской свиты (БС) в начале 50-х годов прошлого тысячелетия, позволило исследователям считать, что она является региональным флюидоупором, отделяющим неокомский от юрского нефтегазоносного комплекса, а также основной нефтематеринской свитой в осадочном разрезе Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна [Сверчков, 1959; Гурари Ф.Г., Казаринов В.П., Миронов Ю.К. др., 1963; Конторович и др., 1965, 1967]. Однако уже в 1962 г. Ф.Г. Гурари выдвинул идею о ее вероятной нефтеносности [Гурари, 1962]. В 1970 г. Ф.К. Салманов, Г.Р. Новиков и А.В. Тян доказали правильность этого прогноза [Новиков, Салманов, Тян, 1970]. Однако обнаружение УВ залежей в ней, позволило относить её не только к нефтематеринским отложениям, но и к толще, обладающей коллекторскими свойствами, благодаря чему в ней сформировались УВ залежи [Гурари, Гурари, 1974; Конторович, 1978, Добрынин, Мартынов, 1979; Дорофеева и др., 1979; Трофимук, Карагодин, 1981; Конторович и др., 1986; Ефремов и др., 1988; Зарипов и др., 1982; Зубков, 1989; Зубков, 2014; Дорофеева, 1983; Коровина и др., 2021; Мелик-Пашаев и др., 1979; Микуленко, 1974; Нестеров, 1979; Скоробогатов, 1984; Гурари и др, 1988; Халимов, 1980]. Благодаря тому, что БС имеет большую площадь (около 1 млн. км^2), она представляет огромный интерес для геологов и нефтяников.

Большой объем фактического материала, не утратившего своего значения присутствует в ранних публикациях целыми авторскими коллективами Главтюменгеологии (Ф.К. Салманов, Г.Р. Новиков, А.В. Тян, Ф.З. Хафизов), ЗапСибНИГНИ (И.И. Нестеров, Ю.В. Брадучан, И.Н. Ушатинский, Г.Ф. Григорьева, А.В. Рыльков, О.Г. Зарипов, В.И. Белкин, Ф.Я. Боркун и др.), ИГиГ СО АН СССР (А.А. Трофимук, В.А. Захаров, А.Э. Конторович, Ю.Н. Карагодин, В.Н. Сакс, Б.Н. Шурыгин и др.), СНИИГГиМС (Ф.Г. Гурари, Т.И. Гурова, В.П. Казаринов, А.Э. Конторович, В.Н. Меленевский, В.И. Москвин, Г.Н. Перозио, А.С. Фомичев и др.), ЗапСибНИИГеофизики (В.В. Хабаров, О.В. Барташевич, О.М. Нелепченко, В.Х. Ахияров, С.В. Ампенов и др.), СибНИИНП (В.П. Сонич, К.С. Юсупов, М.Ю. Зубков, В.В. Мормышев, М.И. Сосланд и др.), ВНИИнефть (В.С. Мелик-Пашаев, А.Я. Фурсов, А.И. Степанов, Ю.А. Терещенко и др.), ВНИГРИ (С.Г. Неручев, Т.В. Дорофеева, Б.А. Лебедев, Е.А. Рогозина, С.Г. Краснов и др.), МИНХиГП (В.М. Добрынин, В.Г. Мартынов и др.), ИГИРГИ (Н.А. Крылов, В.Е. Орел, М.С. Зонн, Т.Т. Клубова, Л.П. Климушина, М.С., Корж, С.И.Филина и др.), ВНИИГАЗ (В.А. Скоробогатов) и многих других.

Это обстоятельство объясняет, почему в этом подразделе, который посвящен региональному прогнозу нефтегазоносности не только БС, но и бажено-абалакского комплекса (БАК) были востребованы фактические данные старых (классических) работ, которые были выполнены в интервале от конца 60-х до начала 90-х годов прошлого столетия, и лишь дополнены новыми данными, полученными автором за прошедшие 40 с лишним лет.

Для регионального прогноза нефтегазоносности БС и БАК использовались результаты испытаний скважин, вскрывших БС и БАК, кроме того, учитывались представления о формировании «листоватого» коллектора, предложенные различными авторами [Гурари, 1974; Дорофеева и др., 1979; Дорофеева и др., 1983; Трофимук и др. 1981; Конторович и др., 1986;

Ефремов и др., 1988; Зарипов и др., 1982; Зубков, 1989; Нестеров, 1979; Скоробогатов, Краснов, 1984; Гурари и др., 1988 и многие другие].

Механизм формирования «листоватого» коллектора, предложенный Ф.Г. Гурари в 1974 г. выглядел по его представлениям следующим образом: поскольку объем образующихся нафтидов превышает таковой исходного ОВ, то происходит флюидоразрыв породы и возникает эпигенетический «листоватый» коллектор, насыщенный УВ [Гурари, 1974]. Эту модель позднее признали и другие авторы [Трофимук и др., 1981, Добрынин, Мартынов, 1979; Дорофеева и др., 1979; Дорофеева и др., 1983; Ефремов и др., 1988; Зарипов и др., 1982; Зубков, 1989; Нестеров, 1979; Скоробогатов, Краснов, 1984 и многие другие]. Основываясь на этой модели формирования эпигенетических коллекторов в БС и БАК и результатах выполненных работ, которые содержатся в публикациях упомянутых ранее авторов, был выработан перечень критериев, на основе которых считается возможным провести оценку региональных перспектив нефтегазоносности БС и вцелом БАК.

3.1.1. Критерии регионального прогноза нефтегазоносности бажено-абалакского комплекса

Мощность БС. На основе рассмотренной ранее модели образования эпигенетических коллекторов в БАК можно сделать предположение, что чем больше мощность БС, тем значительнее объем образующихся в ней УВ, следовательно, увеличивается степень перспективности БС и БАК. Наименьшая толщина БС из которой был получен промышленный приток нефти (по данным интервальных испытаний) составлял 20 м (Мултановское месторождение). Исходя из этих результатов испытаний самым первым критерием продуктивности БАК была принята мощность БС, составляющая не менее 20 м (Рисунок 3.1).

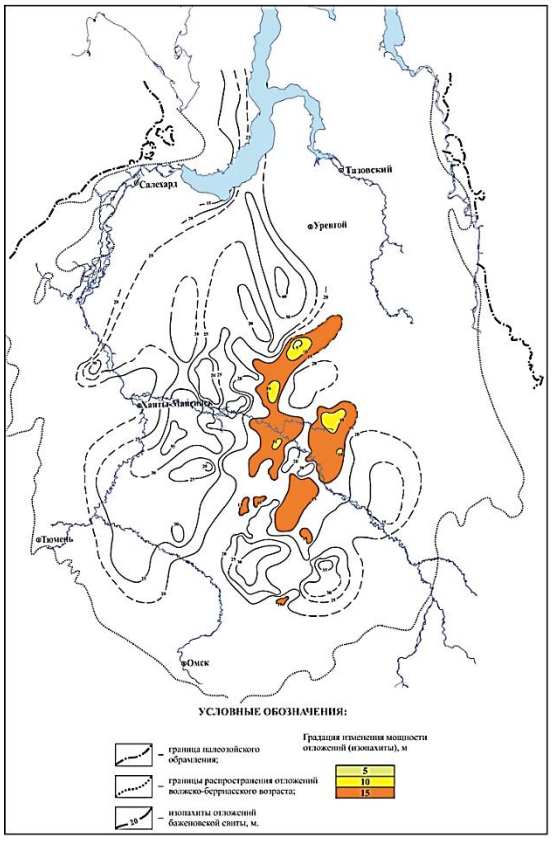


Рисунок 3.1. Мощность отложений баженовской свиты (по [М.Ю. Зубкову, 1984]

Если считать критической величиной толщину БС равной 20 м и более, то окажется, что подавляющая часть площади её распространения окажется перспективной за исключением нескольких небольших участков в северной и центральной частях Сургутского свода, северной и южной частей Нижневартовского свода и нескольких площадей юго-восточной и и южной частей бассейна (см. Рисунок 3.1). Вполне возможно, что выделенные участки, могли быть в вернеюрско-нижненеокомское время островами, из-за чего в их пределах отсутствовало осадконакопление.

Концентрация органического вещества в БС. Логично предположить, что с ростом концентрации ОВ в БАК увеличивается и количество нафтидов, генерируемых им. Поэтому с ростом содержания ОВ увеличивается и перспективность БАК. Подтверждением этому тезису является тот факт, что притоки УВ были получены из отложений БАК, в которых фиксировалось содержание ОВ в количестве не ниже 10%. Исходя из этих данных о критическом содержании ОВ был сделан вывод о том, что основная площадь распространения БС является перспективной за исключением периферийных, включая северную часть её распространения, где осадки БС в значительной степени разбавлены терригенной примесью, привносимой с окружающей суши (Рисунок 3.2). Следует отметить, однако, что на Салымском месторождении в самых высокотемпературных его участках отмечается невысокое относительное содержание ОВ, что объясняется активной генерацией исходным ОВ нафтидов, которые эмигрировали из неё. Аналогичная ситуация наблюдается и в пределах некоторых площадей Красноленинского месторождения [55; 87; 92].

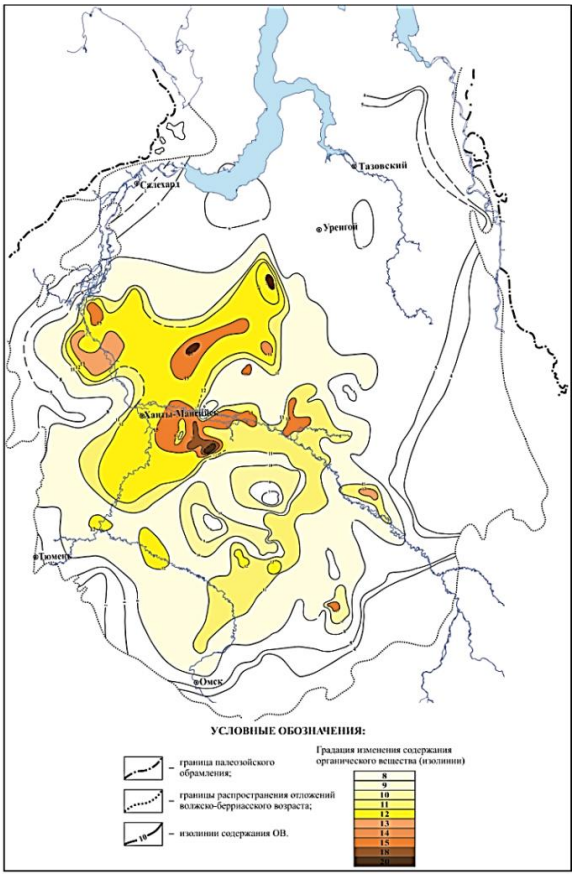


Рисунок 3.2. Содержание органического вещества в баженовской свите (по [А.Э. Конторовичу и А.С. Фомичеву, 1982])

Величина температуры по кровле БС. Очень часто используемым при оценке перспектив БС и БАК является величина пластовой температуры ($T_{пл}$) по кровле БС. Основная часть авторов при оценке перспектив БАК принимает в качестве критического значения $T_{пл}$ величину, равную 100ºС и более.

Наибольшая площадь распространения БС, оконтуриваемая изотермой 100 ºС, находится в северной и западной частях бассейна (Рисунок 3.3). Отмечается несколько небольших участков с $T_{пл}$, равной 100ºС (в кровле БС), которые встречены в северной части Парабельского и Северовасюганском мегавалов, в центральной части Александровского мегавала и Нижневартовского свода, (Рисунок 3.3).

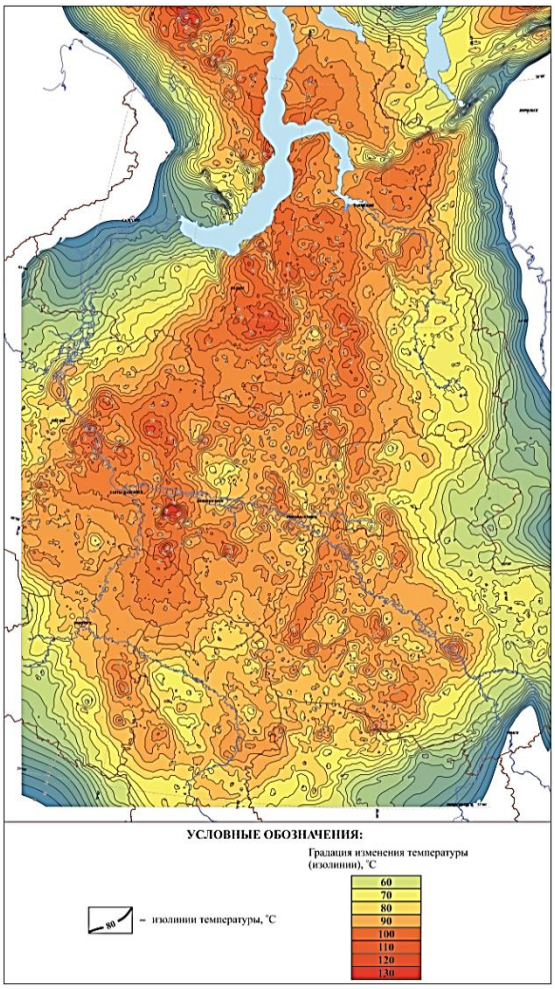


Рисунок 3.3. Значения пластовой температуры по кровле баженовской свиты (по [А.Р. Курчикову и А.Г. Плавнику, 2015])

Толщина покрышек, перекрывающих и подстилающих БАК. Качество экранирования БАК от перекрывающих и подстилающих его пород-коллекторов считается очень важным критерием. Используя данные геохимических исследований, в качестве критической величины толщины экранов перекрывающих и подстилающих БАК принята их величина в 10 м и более.

Принимая это условие получим, что БАК на большей части территории его распространения надежно экранирован от ближайших пород-коллекторов (Рисунок 3.4). Можно отметить лишь малоплощадные зоны, в пределах которых мощность экранов не превышает 5-10 м. Ряд подобных зон выделяется в северной и центральной частях Сургутского свода, на Александровском мегавале, северной половине Нижневартовского свода, Каймысовском своде и

еще на нескольких участках (Рисунок 3.4). Часто выделенные площади совпадают с участками в границах которых фиксируется снижение толщины и БАК (Рисунок 3.1 и Рисунок 3.4).

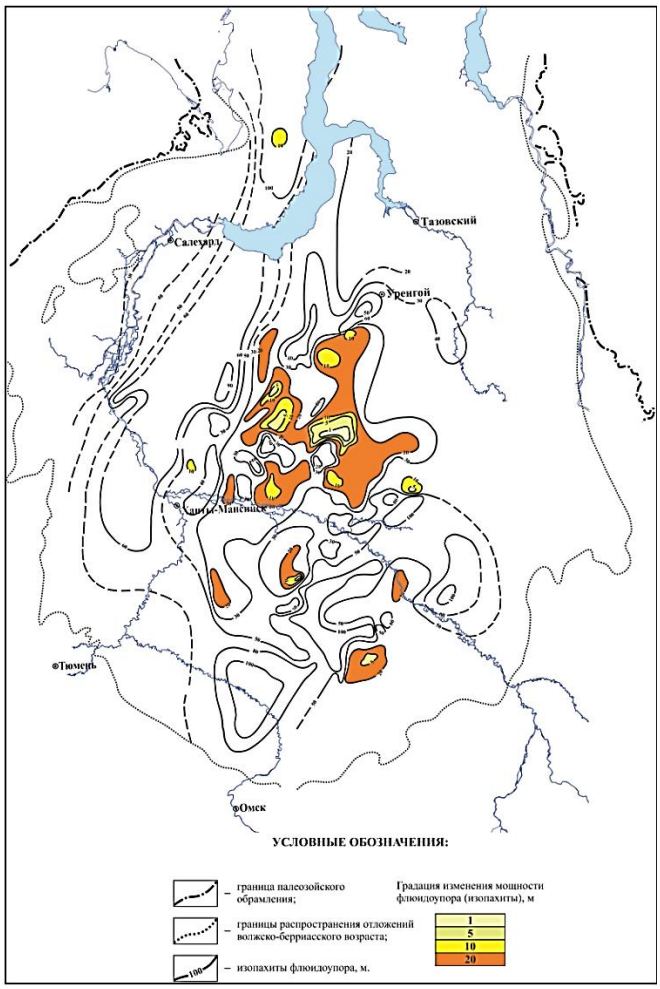


Рисунок 3.4. Толщина флюидоупоров, перекрывающих баженовскую свиту (по [М.Ю. Зубкову, 1984] с добавлениями)

В отличие от перекрывающего флюидоупора, подстилающий имеет гораздо более низкие экранирующие свойства. В соответствии с предложенным критерием почти всю юго-восточную и центральную части бассейна можно отнести к категории бесперспективных из-за его малой мощности или вследствие его полного отсутствия (Рисунок 3.5).

Выделяется только несколько мелких участков, в пределах которых мощность подстилающего флюидоупора имеет толщину более критического значения, равного 10 м. Обсуждаемые участки находятся в южной части Александровского мегавала и соседствующей частью Колтогорского мегапрогиба, а также северной частью Средневасюганского мегавала, южной части Верхнедемьянского мегавала с прилегающими участками и в северной части Каймысовского свода (Рисунок 3.5). Встречаются несколько участков, где отложения БС непосредственно лежат на песчаниках васюганской свиты. Иными словами, в пределах этих участков отсутствует абалакская свита. Участки с наибольшей площадью присутствуют в юго-восточной и южной части бассейна (Каймысовский свод с прилегающими территориями, юго-восточная часть Нижневартовского свода, Верхнедемьянский мегавал, центральная часть Александровского мегавала и продолжается в восточном направлении до Пыль-Караминского мегавала). Тем не менее, северная, вся западная, а также прибортовая части бассейна являются

перспективными по этому признаку (Рисунок 3.5). Важно отметить, что граница, разделяющая БАК со слабой и надёжной гидродинамической изоляцией снизу, ориентирована субмеридионально и следует вдоль западного склона Сургутского свода, где абалакская свита, соответственно, замещается васюганской, в составе которой присутствует продуктивный пласт $Ю_1$ (см. Рисунок 3.5).

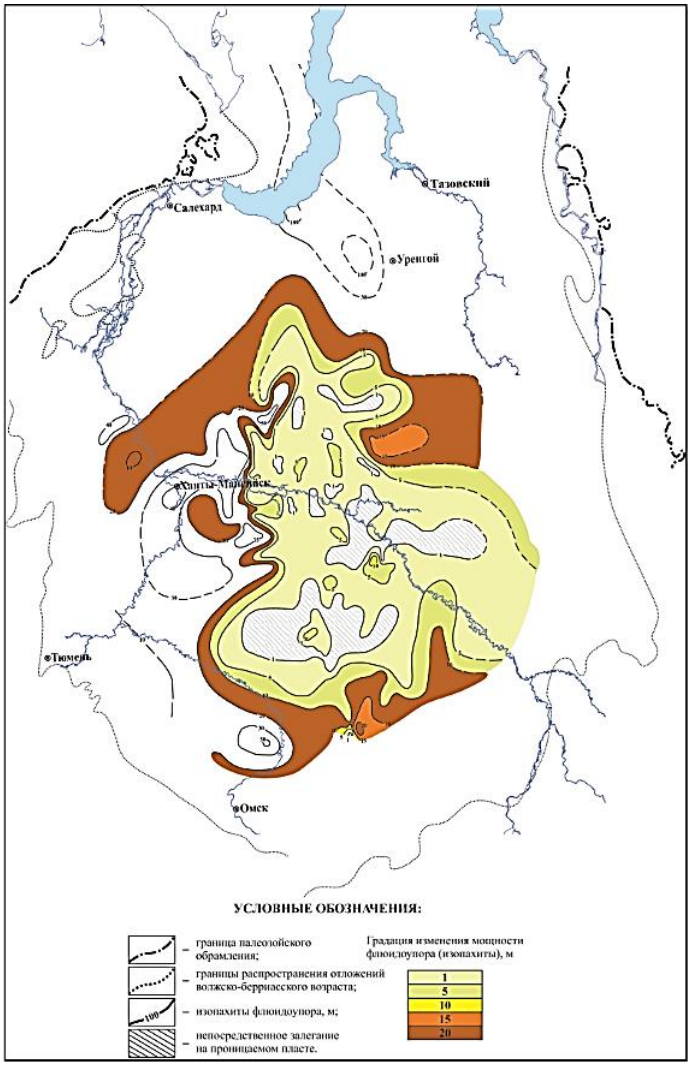


Рисунок 3.5. Мощность флюидоупоров, подстилающих баженовскую свиту (по [М.Ю. Зубкову, 1984] с добавлениями)

Кажущиеся сопротивления отложений БС. Кажущееся сопротивление (КС) БС зависят от их вещественного состава и в первую очередь от концентрации в ней битума и остаточной воды. Если наложить карту-схему изменения значений КС и концентрации хлороформенного битумоида в породах БС, то можно отметить, что изолинии концентрации битумоидов 0.8-1.0 % совпадают с изоомами 100-150 Омм [60; 143]. Следовательно, используя значения КС имеется возможность разделять рассматриваемую площадь распространения БС по содержанию в ней отложений свиты с различной степенью битуминозности, а значит, и различной категорией перспективности (Рисунок 3.6). Там, где нефтеносность БС доказана, величина КС, слагающих её пород изменяется в пределах от 200-250 Омм и более [68; 94; 99; 112; 114; 164; 207; 237; 247; 256; 283; 285; 296]. В пределах Большого Салыма зафиксирован вполне закономерный рост

величин КС от 250 до 500-1000 Омм с увеличением концентрации в ней битумоидов и от 1.5 до 3.0 %, соответственно [87].

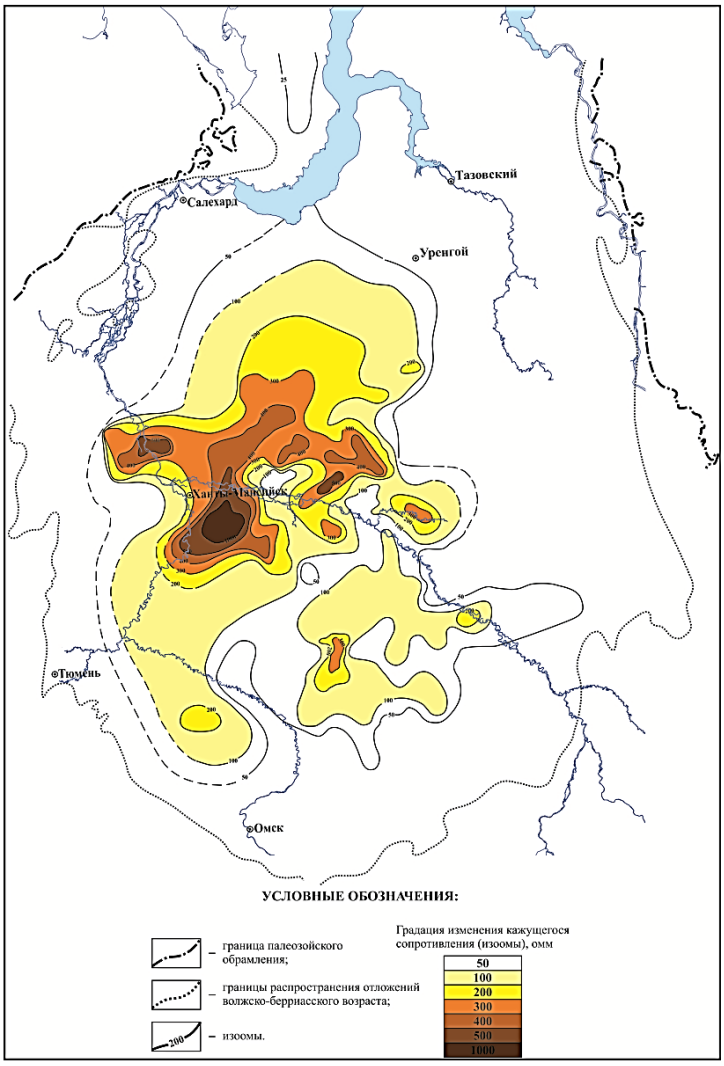


Рисунок 3.6. Значения кажущегося сопротивления отложений баженовской свиты (по [М.Ю. Зубкову, 1984] с добавлениями)

Интересно, что характер изменения $T_{пл}$ в кровельной части свиты также очень схож с таковым распределения величин КС (Рисунки 3.3, 3.6). Например, высокотемпературным значениям в пределах Красноленинского свода отвечают более высокие значения КС, которые фиксируются в этом же районе. Площадь месторождения Большой Салым совпадает с изотермой 100 ºС и более. Причем самые высокие величины $T_{пл}$ и КС фиксируются в пределах Салымского месторождения (Рисунки 3.3, 3.6). На расположенном рядом Сургутском своде, площадь с низкими величинами КС, составляющими ниже 200 Омм, совпадает с пластовыми температурами по кровле БС, равными 80 ºС (Рисунки 3.3, 3.6). Поэтому можно заключить, что пластовая температура и битуминозность сивиты напрямую связаны друг с другом. Из приведённых выше фактов становится очевидным, что битуминозность отложений свиты напрямую связана с температурой, являющейся главным фактором (наряду с концентрацией ОВ в отложениях свиты), которая влияет на активность генерации нафтидов исходным ОВ. Поэтому

оба обсуждаемые параметры (КС и $T_{пл}$) тесно связаны и обусловлены друг другом [87; 112; 114; 129; 164; 230; 237; 256].

Величина удельной генерации нафтидов в БС. Благодаря полученной связи степени превращения исходного ОВ в нафтиды с величиной современной $T_{пл}$, стало возможным на основе данных о распределении ОВ в породах свиты и $T_{пл}$, составить карту-схему удельной генерации нафтидов (Рисунок 3.7) [52; 87; 91; 114; 207]. Критическая величина этого параметра была принятой равной 4 усл. ед. и выше. Основываясь на принятой критической величине, равной 4 усл. ед. и выше, к самым перспективным можно отнести западные районы бассейна, в пределах которых к самыми перспективными следует считать месторождения Большой Салым с прилегающими территориями, затем Северо-Демьянское (на юге), Приразломное, Приобское, месторождения и далее на север – Тортасинский лицензионный участок, Камынское и, наконец, Ай-Пимское месторождения. На западе к наиболее перспективным можно отнести Красноленинский свод и расположенные к востоку от него Галяновскую и Назымскую площади и западный склон Сургутского свода (см. Рисунок 3.7).

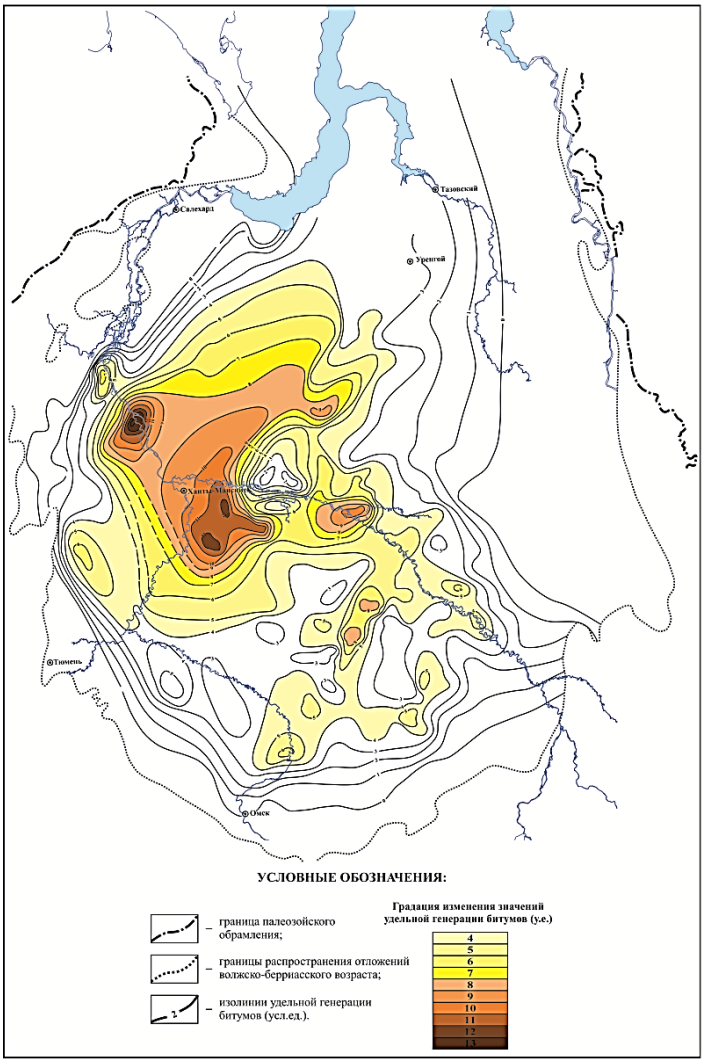


Рисунок 3.7. Величина удельной нефтегенерации отложений баженовской свиты (по [М.Ю. Зубкову, 1984] с добавлениями)

3.1.2. Региональные перспективы нефтеносности бажено-абалакского комплекса, земли различных категорий

Накладывая друг на друга, все полученные ранее карты-схемы с выбранными для оценки перспектив БАК семью критериями, получаем сводную прогнозную карту-схему региональных перспектив этих отложений (Рисунок 3.8) [87, 114].

Самые перспективные участки, относимые к первой категории, выделяются полным совпадением границ всех критериев (см. Рисунок 3.8). Считается, что в пределах этих площадей из скважин, пробуренных на БАК, можно ожидать получение самых высокодебитных притоков. Рассматриваемые участки в общих чертах напоминают границы распространения месторождения Большой Салым.

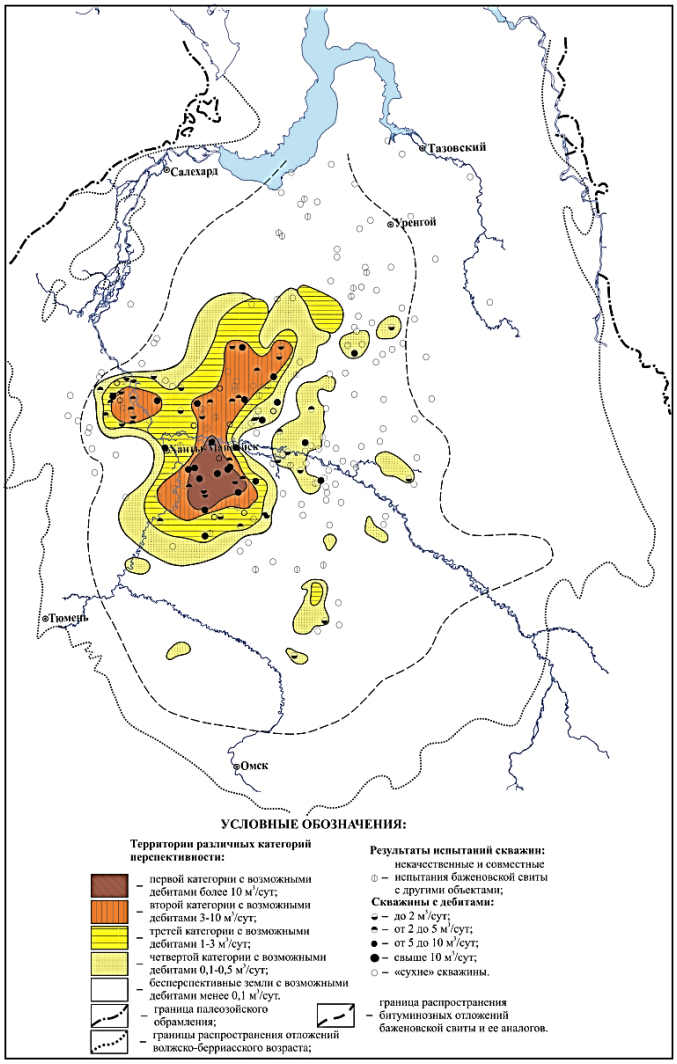


Рисунок 3.8. Карта-схема региональных перспектив отложений баженовской свиты (по [М.Ю. Зубкову, 1984] с добавлениями)

Площади, относимые ко второй категории представляют собой территории, в пределах которых, хотя бы один из выбранных нами критериев обладает величиной, имеющей значения ниже принятой критической. Рассматриваемые территории окружают площади, отнесенные к разряду первой категории. Эти площади протягиваются в северном направлении. Территории той

же категории, занимают несколько участков на Красноленинском своде (см. Рисунок 3.8). Предполагается, что в пределах обсуждаемых площадей существует вероятность получения высоко- и среднедебитых притоков из БАК.

Площади, относимые к третьей категории – это участки, где из выбранных критериев хотя бы два и зних обладают величинами ниже критических. Обычно эти площади окружают территории, относимые к более высокой степени перспективности (см. Рисунок 3.8).

Последние территории четвёртой категории перспективности характеризуются тем, что в их пределах критические значения трёх любых, рассмотренных ранее параметров, на основе которых оценивается перспективность БАК различных участков Западно-Сибирского бассейна, ниже принятых. Обсуждаемые территории узкой полоской окружают площади, характеризующиеся на основании выбранных критериев как более перспективные (Рисунок 3.8). Изредка встречаются маленькие участки, отнесенные к этой категории земель, которые присутствуют в южной, восточной и центральной частях бассейна. Самые большие из них отмечаются в западной части Нижневартовского свода и его погружении, а также в Танловской мегавпадине и (см. Рисунок 3.8).

Оставшиеся площади относятся к бесперспективным (см. Рисунок 3.8).

Завершая анализ выбранных критериев региональных перспектив нефтеносности БАК следует заметить, что кроме описанного ранее механизма образования эпигенетических коллекторов в БАК в результате природного флюидоразрыва, некоторые авторы предлагали другой механизм формирования вторичных коллекторов в БС и вцелом в БАК в следствие их тектонического дробления, в результате чего в них формировался эпигенетический коллектор трещинного типа [186; 205; 248; 276]. Но метод поисков описываемого коллектора трещинного типа ими не был предложен.

Подведем итог проделаному анализу оценки региональных перспектив нефтегазоносности БАК. Этот прогноз проводится с использованием результатов испытания интервала залегания БАК и на основе существующих представлений о механизме образования в нем эпигенетического («аутигенного») вторичного коллектора. Используя эти представления были выбраны следующие их определяющие или критические значения: толщина БС – ≥20м; содержание в ней ОВ – ≥10 %; пластовая температура по кровле БСы ≥100 ºС; толщина перекрывающих и подстилающих глинистых экранов ≥10 м; средние кажущиеся сопротивления пород, слагающих БС ≥200 омм; значения удельной нефтегенерации пород БС ≥4 усл.ед.

Используя выбранные критерии, выполнен региональный прогноз нефтегазоносности БАК в пределах Западно-Сибирского бассейна с разделением всей площади распространения БС и БАК на площади, характеризующиеся различной степенью перспективности.

Резюмируя, обратим особое внимание еще раз на то, что при прогнозе региональных перспектив БАК, следует допустить, что одним из самых главных критериев, влияющих на оценку степени перспективности БАК, является величина пластовой температуры по кровле БС, так как именно она определяет интенсивность генерации нафтидов и, соответственно, величину кажущихся сопротивлений (КС) битуминозных отложений. В следующем подразделе мы найдем подтверждение этому выводу, основанному на доказательстве участия высокоэнтальпийных гидротермальных флюидов (ГФ) в генерации нафтидов исходным ОВ ($ОВ_{исх}$), входящим в состав БС, и формировании УВ-залежей в БАК (наряду с тектонической трещиноватостью).

3.2. Локальный прогноз нефтегазоносности бажено-абалакского комплекса

3.2.1. Литологический состав и строение бажено-абалакского комплекса

Исследованиям вещественного состава и строению баженовской и абалакской свит посвящено большое количество работ, как выполненных в 70-80-х годах прошлого тысячелетия (Ю.В. Брадучан, А.А. Гольберт, Ф.Г. Гурари, Т.В. Дорофеева, О.Г. Зарипов, В.А. Захаров, М.С. Зонн, Т.Т. Клубова, Р.А. Конышева, М.В. Корж, С.Г. Краснов, З.А. Кривошеева, В.Н. Меленевский, Г.П. Мясникова, С.Г. Неручев, И.И. Нестеров, Г.Н. Перозио, Л.В. Ровнина, Е.А. Рогозина, Т.К. Садовникова, Р.С. Сахибгареев, В.А. Скоробогатов, Б.А. Соколов, М.Ф. Соколова, В.П. Сонич, И.Н. Ушатинский, С.И. Филина, Г.С. Ясович и другие), так и приступившими к изучению этих отложений на рубеже прошлого и нынешнего тысячелетия (А.П. Алешин, Н.С. Балушкина, Л.М. Бурштейн, В.А. Волков, Н.К. Глебочева, И.С. Гутман, А.Г. Замирайлова, Ю.Н. Занин, Г.А. Калмыков, Е.В. Козлова, А.Э. Конторович, Т.А. Коровина, Е.А. Костырева, А.И. Ларичев, В.Д. Немова, Е.Е. Оксенойд, Е.В. Олейник, Е.А. Предтечинская, К.Г. Скачек, А.Н. Фомин, В.Г. Эдер, П.А. Ян и многие друге).

Анализ результатов этих исследований показал, что они имеют много общего и выполненные новые исследования во многом повторяют уже давно установленные факты. Поэтому в настоящем разделе используются данные, полученные автором в 80-х и 90-х годах прошлого века.

В целом наблюдаются следующие общие закономерности в изменении вещественного состава свит по площади.

В центральной части Западно-Сибирского осадочного бассейна в БС главными минеральными компонентами являются аутигенный (биогенный) кремнезем, карбонаты (также имеющие аутигенное преимущественно биогенное происхождение), аутигенный пирит, а также аллотигенные глинистые минералы, в состав которых входят: иллит (Ил), каолинит (Кт), и смешанослойные образования (ССО). Кроме того, в большом количестве (до 20-25%) присутствует ОВ. Толщина БС в среднем близка к 25-30 метрам.

Ближе к периферии плиты в верхней части БС появляется своеобразная пачка, характеризующаяся пониженными электрическими сопротивлениями, что связано с присутствием в ее составе большого количества тонких слойков пирита [99; 102]. Эта пачка, вероятно, накапливалась в мелководных прибрежных участках палеоморя типа лагун или лиманов, ее мощность в среднем близка к 4-6 м [99; 102].

Еще ближе к периферии плиты отмечается увеличение мощности свиты до 60-80 м и более, что связано с интенсивным поступлением с суши терригенного материала, который активно разбавляет биогенные и хемогенные аутигенные компоненты, о которых говорилось выше. Разбавление отложений терригенным материалом приводит к уменьшению содержания ОВ, осадки становятся не битуминозными, уменьшается величина их радиоактивности, падает электрическое сопротивление. Их состав постепенно приближается к осадкам обычных глинисто-алевритистых отложений, которые перекрывают осадки БС.

Следует отметить, что БС имеет довольно много литолого-стратиграфических аналогов. Иными словами, она называется то марьяновской, то яновстановской, то гольчихинской и т.п. свитами, то входит в состав других свит, например, даниловской, мулымьинской и тутлеймской. Здесь мы не будем касаться проблем стратиграфии и правильности ее наименования в том или

ином районе. Для простоты будем все эти отложения (верхнеюрско-нижненеокомского возраста), характеризующиеся повышенным содержанием ОВ и, соответственно, повышенной радиоактивностью называть баженовской свитой (БС).

Абалакская свита (АС), подстилающая битуминозные отложения БС, распространена только в западной части рассматриваемого региона. В восточной половине она переходит в георгиевскую и васюганскую свиты. Хотя, строго говоря, георгиевскую свиту (диагностируемую по специфическому зеленоватому цвету, связанному с высоким содержанием в ней глауконита) можно бы было сохранить и в западной половине плиты, где она выделяется как глауконитовая пачка в верхней части АС.

Главным отличием васюганской свиты от абалакской является наличие в ее составе песчано-алевритовых пластов, часто являющихся продуктивными. Наличие проницаемых гранулярных пород-коллекторов, как отмечалось в предыдущем подразделе, является чрезвычайно важным при оценке перспектив нефтегазоносности БАК.

Состав АС в первом приближении подчиняется тем же закономерностям, что и баженовской, а именно: в центральной части плиты в составе ее верхней части значительную долю составляет аутигенный биогенный и хемогенный материал кремнистого и карбонатного состава, включая пирит, хотя ОВ в ней заметно меньше, чем в БС, что обуславливает также снижение ее радиоактивности. Ее мощность подвержена более значительным колебаниям по площади (от 0 до 35-40 м). Так на локальных поднятиях (например, в пределах Красноленинского свода) она иногда полностью отсутствует.

По мере приближения к периферии плиты или иными словами к источникам поступления терригенного материала, наблюдается увеличение в ее составе кроме глинистого алевритового и песчаного материала, что приводит к ее опесчаниванию и «превращению» на востоке в васюганскую свиту с продуктивными песчано-алевритовыми коллекторами (пласт $Ю_1$), а на западе в вогулкинскую пачку с грубозернистыми песчаными коллекторами ($П_1$-$П_3$).

Поэтому собственно глинисто-кремнисто-карбонатные отложения АС распространены на территории от западного склона Сургутского свода на востоке до Шаимского мегавала на западе.

Необходимо обратить внимание на еще один немаловажный аспект, касающийся того, что проведение границы между подошвенной частью баженовской свиты и кровельной – абалакской не всегда однозначно. Различные исследователи используют для этого неодинаковые критерии. Например, часть из них главным считает резкое уменьшение величины радиоактивности, другие – падение сопротивления, поэтому отложения, находящиеся на границе этих свит, могут попадать, то в состав баженовской, то абалакской свит. Позднее мы более детально рассмотрим эту проблему.

Наиболее полный материал по вещественному составу баженовской и абалкской свит имеется по Красноленинскому району (Ем-Еговская и Пальяновская площади) и Салымскому району, поэтому рассмотрим более детально состав обеих свит на примерах этих районов.

В пределах *Салымского* нефтегазоносного района наиболее интересная информация получена на основе изучения образцов керна, отобранного из скв. 554, пробуренной нефтяниками в начале 80-х годов прошлого века. Важность этой скважины объясняется двумя основными факторами: во-первых, высоким процентом выноса керна (в среднем около 86%) и, во-вторых, тем, что она является продуктивной, причем все работающие в ней интервалы удалось зафиксировать с помощью высокоточной скважинной термометрии.

Как и другие высокоуглеродистые толщи, БС сложена четырьмя основными компонентами: глинистыми минералами, карбонатами, минералами кремнезема и ОВ. На эту

особенность вещественного состава БС обращает внимание большинство исследователей, занимающихся проблемой её нефтеносности [8; 29; 45; 52; 55; 66-68; 72; 80; 81; 84; 86-92; 94; 99; 112; 114; 127; 130; 131; 151; 152; 154; 161; 164; 175; 183; 185; 193; 207; 216; 237; 251; 252; 256; 257; 258; 282; 283; 285; 303; 304].

Подобное изучение более 600 образцов керна, отобранного из скважин Салымского месторождения с высоким его выносом (до 85 %) с использованием химических и физических методов, а также анализ полученных результатов этими методами с использованием ЭВМ, позволили восстановить их вещественный состав, построить литологические треугольники и на их основе выделить главные типы пород, слагающих БС, а также проследить закономерности в их распределении по глубине в интервале залегания свиты (Рисунок 3.9) [89; 99; 102].

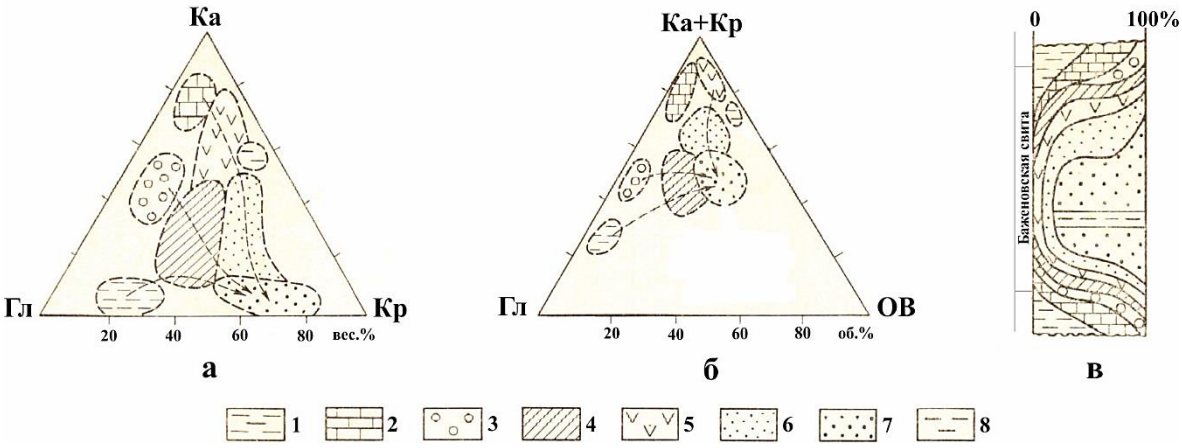


Рисунок 3.9 – Литологические типы пород баженовской свиты (а, б) и их распределение в ее разрезе (в)
Условные обозначения (литологические типы пород): 1 - глинистый; 2 – карбонатный; 3 – глинисто-карбонатный; 4 – кремнисто-карбонатно-глинистый; 5 – глинисто-кремнисто-карбонатный; 6 – глинисто-карбонатно-кремнистый; 7 – глинисто-кремнистый; 8 – пиритовый. Пунктирными стрелками показана последовательность смены выделенных литотипов по направлению к центру свиты

Усредненный минеральный состав БС Салымского месторождения представлен в Таблице 3.1. Из нее следует, что основным минеральным компонентом является биогенный аутигенный кремнезем, представленный, главным образом, кварцем (Кв) и халцедоном. Остальные группы минералов присутствуют в меньших количествах. Следовательно, отложения БС следует называть кремнистыми, а не глинистыми.

Закономерности в распределении отдельных минералов из группы глин не были установлены. Однако, сравнивая их содержания с явно аллотигенными полевыми шпатами, можно отметить следующие закономерности: с ростом концентрации последних увеличивается содержание Ил и ССО, что свидетельствует об их общем аллотигенном происхождении [86]. Связь между полевыми шпатами и хлоритом (Хл) гораздо хуже, что свидетельствует о присутствии в породах свиты наряду с аллотигенным Хл аутигенного; содержание каолинита (Кт) практически не зависит от концентрации в породе полевых шпатов, что очевидно говорит о вкладе эпигенетического Кт (далее мы увидим, что речь идет о его гидротермальном происхождении).

Интересно, что в абалакских глинах положительная связь между рассматриваемыми минералами сохраняется, то есть основная часть осадочного материала в её составе имеет аллотигенное, а не аутигенное происхождение.

Из карбонатных минералов основным является кальцит (Кц) (см. Таблицу 3.1). Он встречается как в тонкодисперсном виде (как бы пропитывая глинистую или кремнисто-глинистую массу), так и в виде отдельных стяжений (слагает раковинные остатки двустворок, аммонитов, белемнитов, кокколитофорид, заполняет трещины, часто целиком или частично замещает раковинки радиолярий). Содержание доломита (Дл) в составе БС заметно ниже, чаще всего он встречается в подошве свиты, реже в её кровле. Сидерит (Сид) в составе БС отмечается исключительно редко. Он встречен лишь в составе так называемого пиритового пропластка и имеет, как мы увидим позднее гидротермальное происхождение. Чаще всего Сид присутствует в составе АС, с ним часто ассоциирует глауконит.

Таблица 3.1 – Усредненный минеральный состав пород баженовской свиты Салымского месторождения

Основные компоненты	Минералы	Средние содержания	
		Вес, %	Об., %
1	2	3	4
Глины	Гидрослюда	16,0	14,5
	Монтмориллонит	4,9	4,8
	Каолинит	4,8	4,4
	Хлорит	1,5	1,7
Всего глинистых минералов		27,2	25,1
Кремнезем	Халцедон и кварц	40,7	36,0
Карбонаты	Кальцит	8,5	7,7
	доломит	3,1	2,7
Всего карбонатных минералов		11,6	10,4
Сульфиды	пирит	5,9	2,8
Полевые шпаты	Главным образом кислые плагиоклазы	3,3	3,0

Содержание биогенного аутигенного кремнезема повышено во всем интервале залегания БС, однако наибольшие его концентрации отмечаются в её центральной части и ближе к её подошве (см. Рисунок 3.9в). Напротив, ОВ преобладает в верхней части БС. В «чистых» силицитах содержание ОВ обычно не превышает 2-3 %.

Кремнезём имеет биогенную природу и первоначально был представлен опалом, слагавшим раковинки радиолярий и, скорее всего, диатомей, который через ряд промежуточных метастабильных модификаций кремнезема (тридимит, кристобалит) практически полностью преобразовался в Кв и халцедон [89; 285]. Современное содержание опала в БС не превышает 1.0-1,5 %. Чаще всего он встречается в центральных частях раковин радиолярий. Чрезвычайно плохая сохранность остатков кремнистых скелетов организмов и высокая степень преобразования исходного ОВ гидротермами, благодаря проникновению которых в битуминозных отложениях до настоящего времени отмечаются аномально высокие $T_{пл}$ и $P_{пл}$, не позволяет уверенно выделить виды организмов, послуживших источником УВ.

По определениям А.Н. Горбовец (СНИИГГиМС) радиолярии представлены двумя отрядами Nasselaria и Spumellaria. Более дробная диагностика невозможна ввиду плохой сохранности раковинок.

Раковинки у диатомей, имеющих гораздо меньшие размеры и тонкую структуру, чем у радиолярий, а потому более хрупкие, легко разрушались и частично растворялись, поэтому целиком не сохранились, а вошли в состав свиты в виде мельчайших обломков в форме кремнистых копролитов или пеллет [89]

Значимая корреляционная связь между кремнеземом и ОВ (исключая чистые силициты) с коэффициентом корреляции около 0.4-0.5, возможно свидетельствует о том, что в накоплении ОВ в породах свиты большую роль играли организмы с кремнистым скелетом (в первую очередь диатомеи).

С целью выделения различных типов пород в БС результаты анализов образцов керна нанесены в полях литологических треугольников (Рисунок 3.9а, б). Первый треугольник демонстрирует минеральный состав пород, второй позволяет оценить содержание в них ОВ (в нем кремнистые и карбонатные минералы объединены в одну составляющую). Следует отметить, что при выбранном способе изображения составов образцов в первом треугольнике не учтены содержания ОВ, пирита (Пи) и полевых шпатов, что в сумме составляет в среднем около 20%, а во втором – Пи и полевых шпатов, сумма которых близка к 9%. Поэтому получаемые концентрации глинистых, карбонатных и кремнистых минералов (в первом треугольнике), а также ОВ (во втором треугольнике) завышены, так как по условиям построения в полях треугольников их суммарное содержание нормируется к 100%.

В полях таким образом построенных треугольников наиболее четко и однозначно выделяются три типа пород, слагающих подстилающие и перекрывающие БС отложения, соответственно, абалакской и фроловской (ачимовская пачка) свит: 1) глинистый; 2) карбонатный и 3) переходный глинисто-карбонатный.

Выделенные породы характеризуются минимальным содержанием кремнезема (до 10-15%) и ОВ (до 2.5-3.0%). Это породы серого цвета, иногда с зеленоватым (за счет глауконита) оттенком. В зависимости от содержания в них карбонатного материала изменяются их механические свойства. Породы первого типа часто легко размокают в воде (фроловская (ачимовская) свита) и разламываются на мелкие плитки (АС). Их текстура мелкослоистая, реже массивная. Породы третьего и особенно второго типов более прочные и раскалываются лишь при ударе молотком; их текстура обычно массивная, иногда пятнистая, часто содержит в себе раковинные остатки двустворок. В кровле АС, кроме того, часто встречаются раструбы белемнитов, а также пиритизированные ходы илоедов.

Карбонатные породы второго типа из кровли и средней части АС часто имеют брекчиевидную текстуру, трещиноваты и кавернозны – это главный тип вторичных коллекторов в АС, имеющие тектоно-гидротермальное происхождение, о чем более подробно будет сказано позднее.

Породы, слагающие БС, отличаются от соседних небитуминозных отложений повышенным содержанием биогенного аутигенного кремнезема и ОВ (см. Рисунок 3.9а, б). Они не образуют обособленных групп точек, как предыдущие три литотипа в полях первого и второго треугольников, а покрывают их площадь более или менее равномерно. Поэтому однозначно выделить различные типы пород в свите довольно трудно. Можно было бы произвести подразделение отдельных литологических типов пород на формальном основании, например, выделив глинистые, карбонатные и кремнистые типы по их содержанию свыше 50%, а затем

через 25, 10 или 5%, что зависит от требуемой степени дробности выделяемых литологических типов. Однако для того, чтобы разобраться в особенностях формирования баженовской толщи, удобнее выделять разновидности пород по их приуроченности к различным интервалам в разрезе свиты.

По этому принципу можно выделить пять типов пород, наименее кремнистыми из которых являются четвертый и пятый типы (четвертый – преимущественно глинистый или карбонатно-глинистый, пятый – карбонатный или глинисто-карбонатный). Содержание кремнезема в них изменяется в среднем от 20 до 40%, поэтому в их названии обязательно подразумевается прилагательное кремнистый (Рисунок 3.10, Таблица 3.2).

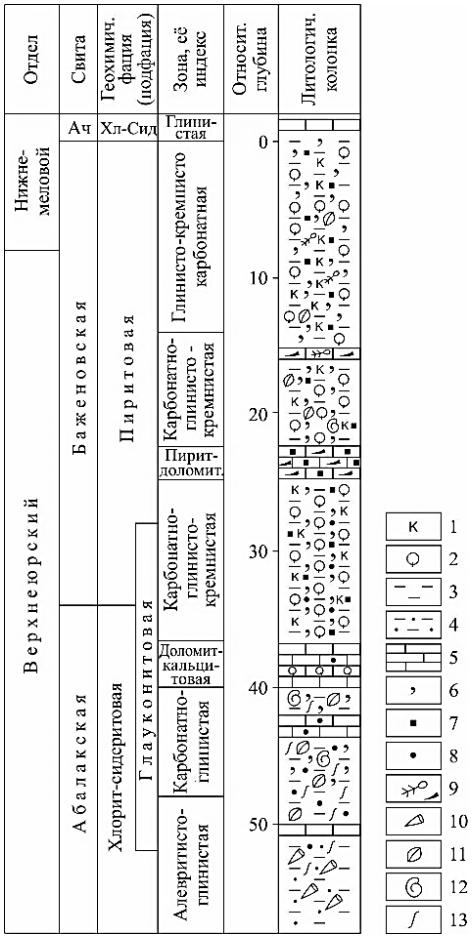


Рисунок 3.10 – Сводный литологический разрез баженовской и абалакской свит Салымского месторождения: 1 - карбонатность; 2 - биогенный (аутигенный) кремнезем; 3 - глины; 4 - алевролиты; 5 - известняк; 6 - битуминозность; 7 - пирит; 8 - глауконит; 9 - ихтиодетрит; 10 - белемниты; 11 - двустворки; 12 - аммониты; 13 - трещины и поверхности скольжения

Содержание ОВ в четвертом типе пород заметно выше, чем в пятом, кроме того, на втором треугольнике они оказались разорванными – между ними оказался следующий – шестой тип (см. Рисунок 3.9б). От четвертого типа намечается переход к первому, а от второго к пятому. Второй и пятый типы пород частично перекрываются, что связано с близким минеральным составом и содержанием ОВ в карбонатных разновидностях, слагающих БС и соседние с ней толщи (фроловскую (ачимовскую) и абалакскую свиты).

Четвертый и пятый типы пород представляют собой серые (пятый тип) или темно-серые (четвертый тип) породы с массивной (пятый тип) или листоватой (четвертый тип) текстурой. В них отмечается большое количество карбонатный стяжений разнообразной формы – от почти сферической через линзовидную к слоевидной, которые придают породе желваковую тестуру. В зависимости от размеров стяжений и их числа в единице объема образца возникают разновидности, в большей или меньшей мере обогащенные карбонатным материалом. Средние

размеры стяжений 1-2 см. Встречаются также карбонатные раковинки двустворок толщиной 0.5-1 мм. Образцы, практически полностью сложенные карбонатами, часто обнаруживают первично биогенную текстуру, как, например, карбонатные радиоляриты, свидетельствующие об активном замещении в ряде случаев кремнезема карбонатами. Генезис карбонатов в составе баженовской и абалакской свит более подробно будет рассмотрен позднее в подразделе, посвященном изотопному составу углерода в этих отложениях.

Таблица 3.2 – Вещественный состав литологических типов пород, слагающих баженовскую свиту и окружающие ее небитуминозные толщи (Салымское месторождение)

Литологический тип	Пределы содержаний основных породообразующих компонентов					
	вес, %			об., %		
	Глины	Карбонаты	Кремнезем	Глины	Карбонаты	Кремнезем
1	2	3	4	5	6	7
1. Глинистый	60-80	1-10	15-35	55-70	20-35	1-10
2. Карбонатный	5-25	65-85	5-15	10-25	70-80	0,5-5
3. Глинисто-карбонатный	25-55	30-65	5-15	35-50	40-55	1-8
4. Кремнисто-карбонатно-глинистый	20-60	10-50	20-40	25-45	32-58	15-30
5. Глинисто-кремнисто-карбонатный	2-20	48-75	17-40	1-10	65-90	2-20
6. Глинисто-карбонатно-кремнистый	10-30	10-48	40-70	25-30	55-75	10-25
7. Глинисто-кремнистый *	5-40	0,5-10	50-90	15-28	40-58	22-38
8. Пиритовый **	5-10	40-70	30-40	3-8	60-80	10-20

*Название дано по преобладающим минеральным компонентам;

**Содержание пирита в восьмом литотипе достигает 25-40 вес, %

Шестой – карбонатно-кремнистый тип характеризуется повышенным содержанием кремнезема (до 60 вес. %), средним (10-20 об. %) содержанием ОВ. Это породы темно-серого до почти черного цвета, как правило, крупноплитчатые, крепкие с массивной текстурой. Карбонатный материал часто представлен остатками раковин двустворок, расположенных параллельно наслоению, реже лепешковидными и оолитоподобными стяжениями толщиной 2-3 мм.

Седьмой тип пород наиболее богат кремнеземом и характеризуется довольно высоким содержанием ОВ, в меньшей степени глинистыми минералами, поэтому может быть назван глинисто-кремнистым. Содержание карбонатов в нем минимально и не превышает 10 вес. % (см. Рисунок 3.9. и Таблицу 3.2). Этот тип представлен породами от темно-серого до почти черного цвета, плотными, крепкими, обычно крупноплитчатыми, с массивной текстурой. Более глинистые разности обладают тонкослоистой текстурой, менее прочные. Карбонатный материал представлен, как правило, остатками раковин двустворок и аммонитов. Наиболее богатые кремнеземом разновидности – это радиоляриты (см. Рисунок 3.9).

Восьмой тип распространен незначительно, его мощность составляет 1-2 м. Однако он представляет большой интерес при реконструкции условий образования свиты. Этот тип резко отличается по соотношению основных породообразующих компонентов от рассмотренных ранее. В нем отмечается очень высокое (до 40 вес. %) содержание пирита (Пи), концентрация глинистых минералов, напротив очень маленькая (первые проценты), много карбонатов, в том числе Дл и Сид, суммарное содержание которых достигает 70 вес. %). Концентрация кремнезема также достаточно высока (30-40 вес. %). Объемное содержание ОВ достигает 15-20 %), причем оно представлено сильно термически преобразованным битумом, заполняющим пустоты, возникшие за счет выщелачивания гидротермальным флюидом (ГФ) исходного ихтиодетрита.

Этот тип представляет собой плотную породу серого цвета с зеленоватым оттенком (за счет Пи) с большим количеством черных включений битумного вещества, заполняющего поры и пустоты, возникшие за счет выщелачивания ихтиодетрита, расположенного, как правило, параллельно наслоению и придающего породе пятнистую текстуру. На срезе или пришлифовках отмечаются микропустоты и микрокаверны размером в десятые доли миллиметра, редко до 1 мм, часто покрытые микрокристалликами самородной серы (S^o). Описываемые породы нефтенасыщены и даже при слабом их нагреве они интенсивно выделяют УВ.

При микроскопических исследованиях пород свиты в петрографических шлифах наличие и характер распределения в них битума (Бит) лучше всего наблюдается в карбонатных и кремнистых разновидностях. В первых он встречается в трещинах, кавернах и в виде микрокапель (нефтебитумная эмульсия), число которых увеличивается по направлению к трещинам, полностью заполненным битумом, что придает карбонатам коричневый оттенок. В яснокристаллическом Кц, содержащем Бит в микрокавернах и микротрещинах, отмечается большое количество еще более мелких трещин по спайности, свидетельствующих о напряженном состоянии пород в интервале, из которого они были отобраны.

В кремнистых разновидностях Бит находится в порах между раковинками радиолярий. При перекристаллизации раковинок возникают агатоподобные структуры за счет зонального вхождения в них Бит и/или нефти. Таким образом, в отличие от более глинистых разновидностей более богатых исходным ОВ, кремнистые и особенно карбонатные разновидности часто содержат в себе параавтохтонный или даже аллохтонный нефтебитум, переместившийся из более глинистых, богатых ОВ разновидностей, являющихся генераторами нафтидов в кремнистые и карбонатные литологические типы пород, представляющие из себя породы-коллекторы, о чем более подробно будет сказано позже.

Распределение отдельных типов пород в интервале залегания БС представлено на Рисунке 3.9в. Отчетливо видно, что по направлению к центральной части свиты происходит постепенная смена небитуминозных разностей (первый-третий типы, входящие в состав фроловской (ачимовской) и абалакской свит), на битуминозные (четвертый, пятый, шестой и, наконец, седьмой типы, слагающие центральную часть свиты). Здесь же отмечается и восьмой – «пиритовый» тип. По мере перехода от одного типа к другому по направлению к центральной части интервала залегания свиты происходит постепенное обогащение пород биогенным аутигенным кремнеземом. Следует еще раз отметить, что свита имеет ассиметричное строение – центральный (седьмой тип) несколько смещен книзу к подошве свиты за счет меньшей мощности переходных к нему четвертого, пятого и шестого типов в подошвенной части по сравнению с кровельной (см. Рисунок 3.9в).

Проведем более детальное рассмотрение особенностей сводного литологического разреза, построенного для Салымского нефтегазоносного района, подготовленного, главным образом, с

использованием результатов изучения образцов керна, полученного из скважины 554Э (Рисунок 3.10).

Отложения БС накапливались в условиях пиритовой геохимической фации и лишь в ее подошвенной части появляются редкие мелкие зерна глауконита, свидетельствующие о том, что в этом интервале начинается уменьшение восстановительного потенциала в осадке и начинается постепенный переход к хлорит-сидеритовой геохимической фации. Глауконитотовая подфация является по сути переходной между двумя основными – пиритовой и сидерит-хлоритовой.

Таким образом, во время накопления осадков БС восстановительный потенциал осадка был на столько высок, а активность серы на столько значительна, что единственным железосодержащим минералом в ее составе мог быть только Пи.

В составе БС выделяются четыре главные зоны, причем одна из них весьма специфическая по составу и свойствам (пирит-доломитовая), о чем упоминалось ранее (восьмой литотип).

Зона, расположенная в самом верху построенного разреза БС, названа *глинисто-кремнисто-карбонатной*, вследствие того, что в ее составе преобладают кремнистый и карбонатный материалы, при этом концентрация первого компонента, в среднем выше, чем второго (см. Рисунок 3.10). Это темно-серые до черных породы, плотные, крепкие со слабо выраженной плитчатой текстурой. Отмечаются довольно многочисленные стяжения карбонатного состава от почти сферической до лепешко- и линзовидной формы, имеющих размеры от 1-2 мм до 10-15 мм. Породы трещиноваты, причем трещины часто проходят по границам карбонатных стяжений. По этим трещинам наблюдаются выпоты нефти.

Концентрация ОВ в рассматриваемой зоне изменяется от 5 до 15%, составляя в среднем около 10-12%. Содержание биогенного аутигенного кремнезема составляет от 5-10 до 40-45%, причем его концентрация к низу рассматриваемой зоны увеличивается. В среднем содержание кремнезема близко к 25-30%. Концентрация карбонатного материала также варьирует в широких пределах – от 5-10 до 45-50%, в среднем – около 35-40%. Глинистых минералов не много – обычно не более 15-20%, причем представлены они Ил, ССО и Кт, Хл полностью отсутствует.

Кремнезем присутствует обычно в виде стяжений, в которых он представлен в форме мелких зерен или кристалликов Кв, реже – в виде радиолярий. Вместе с ним обычно отмечается мелкозернистый карбонатный материал, который присутствует либо в рассеянной, либо в концентрированной (в виде желваков) формах.

В этой же зоне встречаются маломощные карбонатные прослои, часто трещиноватые и микрокавернозные, в которых присутствует битум.

Вторая зона названа *карбонатно-глинисто-кремнистой* из-за высокого содержания в ней биогенного аутигенного кремнезема. Она сложена темно-серыми до черных плотными прочными битуминозными породами с полураковистым, реже плитчатым сколом, с отпечатками онехитесов теутид, а также раковин двустворок и аммонитов (см. Рисунок 3.10). Основным компонентом, как уже говорилось выше, является биогенный аутигенный кремнезем, содержание которого составляет в среднем 45-50 %, иногда достигая 60-65 %. Карбонатного материала заметно меньше – обычно не более 5-8 %, хотя иногда отмечаются тонкие прослои, обогащенные карбонатами. Характерным является довольно высокое содержание ОВ – обычно 10-15 %. В этой зоне его содержание самое высокое в разрезе. Глин в рассматриваемой зоне мало – не более 5-10 %. Главным глинистым минералом является Ил. В этой же зоне начинает появляться глауконит, присутствующий в виде очень мелких редких зерен.

В состав рассматриваемой зоны входит маломощный пласт, из которого получен слабый приток нефти (на Рисунке 3.10 он расположен в интервале 15-16 м). Он характеризуется

повышенной радиоактивностью и сложен, главным образом, радиоляриями, полностью замещенными Кц и Дл. В нем отмечаются многочисленные костные остатки, часть из которых выщелочена и заполнена метаморфизованным битумом с мелкими кристалликами S^o.

Ниже залегает весьма своеобразная по составу зона, которая встречена лишь в составе одной скважины (554Э). Она получила название *пирит-доломитовой* по преобладанию в ее составе Пи и Дл. Это серая со слабым зеленоватым оттенком микропятнистая порода, обогащенная полностью выщелоченным и замещенным битумом ихтиодетритом. То, что это был ихтиодетрит можно догадаться лишь по форме, так как позднее он был полностью выщелочен и замещен нефтебитумом. По данным испытаний рассматриваемый слой (зона) является продуктивным. Из него получен слабодебитный приток легкой нефти. При анализе в ультрафиолетовом свете он интенсивно люминесцировал, при слабом нагреве из него активно выделялись газообразные УВ с характерным нефтяным запахом. В микрокавернах, образовавшихся за счет выщелачивания ихтиодетрита, присутствует нефтебитум и кристаллы S^o.

Описываемые породы обладают очень высокой естественной радиоактивностью, связанной с чрезвычайно высокой (рудной) концентрацией в них урана, который связан с сильно термически преобразованным Бит, заполнившими микрокаверны, возникшие за счет выщелоченных костных остатков рыб. Эти породы имеют повышенную открытую пористость (около 10-12%) и проницаемость – до 10-20 мД.

Последняя зона, входящая в состав баженовской и частично в кровельную часть абалакской свит, получила название *карбонатно-глинисто-кремнистой* из-за очень высокой концентрации в ее составе биогенного аутигенного кремнезема, довольно высокого содержания ОВ и низкого – карбонатного материала (см. Рисунок 3.10). Она сложена темно-серой до черной прочной кремнистой породой с полураковистым сколом с тонкими прослоями, сложенными обломками раковин двустворок и/или аммонитов.

Описываемые породы состоят, главным образом, из биогенного аутигенного кремнезема, содержание которого в среднем составляет 35-40%, достигая 55-65%. ОВ не так много – 8-10%, иногда до 12-14%. Карбонатного материала заметно меньше – всего 3-5%. Однако в виде небольших прослойков встречаются карбонатные породы, часто трещиноватые, содержание карбонатного материала в которых может достигать 45-50% и более. Глинистых минералов, присутствующих в составе рассматриваемых отложений немного – не более 15-20%. Основная их часть представлена Ил. Кт и особенно ССО присутствуют в подчиненном количестве.

В составе АС также выделяются четыре зоны, из которых первая (*карбонатно-глинисто-кремнистая*) была уже охарактеризована ранее, поскольку главная ее часть входит в подошвеную часть БС (см. Рисунок 3.10).

Вторая зона названа *доломит-кальцитовой* из-за преобладания в ее составе Кц. Проще говоря, это пласт известняка с заметной примесью Дл. Эта зона представляет собой основной продуктивный пласт, присутствующий в описываемом разрезе. Его мощность составляет около 2.5 м. Породы, слагающие его, имеют темно-серый цвет, они сильно раздроблены (до дресвы), отдельные обломки имеют размеры от 3 до 5 см в диаметре, реже до 10-15 см. В крупных обломках отмечаются каверны, выполненные щетками Кц и прозрачного Кв, имеющего размеры до 3-5 мм. Трещины часто заполнены бурым (за счет присутствия микрокапелек нефти) Кц. Порода нефтенасыщена, так как при помещении ее в спирто-бензол, последний быстро окрашивается в коричневый цвет.

Описываемая порода состоит примерно на 50% из Кц и на 15-20% из Дл. Содержание Кв в ней не превышает 5-7%, а глинистых минералов – 10-15%, причем основными глинистыми

минералами, присутствующими в ней являются гидротермальные Кт (6-10%) и Ил (6-8%). Содержание ОВ не велико – всего 0.5-1.5%.

По результатам испытаний описываемый пласт (зона) является основным продуктивным объектом в составе АС. Из него в скв. 554Э получен приток нефти с конденсатом дебитом около 350 $м^3$/сут.

Третья зона, входящая в состав абалакской свиты, названа *карбонатно-глинистой* из-за невысокого содержания в ней карбонатов и, напротив, высокой концентрации глинистых минералов. Она сложена породами серого цвета, часто разбитыми на плитки, параллельно слоистости. В ней встречаются маломощные прослои карбонатов (толщиной до 0.6 м), часто трещиноватых с полыми и полностью залеченными трещинами, в которых отмечаются мелкие кристаллики гидротермальных Кц и Кв. Вполне возможно, что эти карбонатные прослои также могут быть коллекторами.

По направлению к подошве рассматриваемой зоны отмечается быстрое уменьшение в ее составе биогенного аутигенного кремнезема (от 25-30% до 0%) и ОВ (от 1.5-3% до 0.5%). Напротив, появляется алевритовая примесь Кв, содержание которой достигает 6-12%. Среди глинистых минералов основными являются Ил и ССО (в виде глауконита), появляется в заметном количестве Хл, присутствует Кт. Характерно постоянное присутствие Пи.

В нижней части АС выделяется последняя *алевритисто-глинистая* зона, названная так из-за довольно высокого содержания в ее составе алевритовой примеси (см. Рисунок 3.10). Это серые тонкослоистые слабо алевритистые глины с большим количеством пиритизированных остатков органики. Отмечаются маломощные пропластки известняков (толщиной около 20-30 см) с трещинами, залеченными Кц. Пи часто встречается в рассеянном и тонко дисперсном виде, а также замещает частично или полностью органические остатки.

Рассматриваемые породы состоят, главным образом, из глинистых минералов, в составе которых преобладают Ил и Кт с заметной долей Хл и примесью ССО. Причем к подошве рассматриваемой зоны доля Кт увеличивается. В том же направлении растет содержание алевритовой примеси. В составе карбонатов появляется Сид.

Детальное описание присутствующих в рассмотренном нами разрезе баженовской и абалакской свит основных литологических типов пород приведено в ряде публикаций и фондовых работ [8; 45; 66-68; 72; 80; 81; 84; 86-88; 99; 102; 107; 112; 114; 122; 130; 139; 161; 164; 181; 184; 186; 194; 207; 208; 216; 219; 233; 237; 251; 252; 256-258; 282; 283; 285; 286; 296; 302-304] поэтому здесь мы на этом не останавливаемся.

В заключение следует сконцентрировать внимание на том, что отложения БС в пределах рассматриваемого района вряд ли справедливо называть битуминозными аргиллитами. Скорее это *глинисто-карбонатно-кремнистые* отложения, обогащенные ОВ и/или битумом. Причем основная часть слагающего их материала имеет биогенное и хемогенное аутигенное происхождение, включая постоянно присутствующий в их составе Пи.

Верхняя часть АС также может считаться существенно кремнисто-карбонатной, то есть сложенной преимущественно биогенным и хемогенным материалом. Лишь в средней и нижней ее частях преобладает терригенный глинистый и в меньшей степени алевритовый материалы. В этих осадках встречаются маломощные карбонатные слои, имеющие биогенно-хемогенное происхождение, о чем более подробно будет сказано позднее.

Таким образом, весь интервал БС и верхней части АС носят прямые признаки нефтенасыщения (при помещении образцов в спиртобензольный раствор последний интенсивно окрашивается в бурый цвет). Однако по результатам испытаний дебиты нефти были получены из

двух пластов, входящих в состав БС (маломощный кальцит-доломитовый радиолярит с многочисленными остатками ихтиофауны и более мощный пирит-доломитовый пласт с многочисленными выщелоченными остатками ихтиодетрита) и одного доломит-кальцитового довольно мощного пласта, присутствующего в верхней части АС ($КС_1$).

Второй нефтегазоносный район с доказанной нефтегазоносностью баженовской и абалакской свит – это *Красноленинский*. В его пределах пробурено довольно много скважин с отбором керна из рассматриваемых отложений, причем наиболее представительные коллекции образцов получены из скважин, которые были пробурены на Пальяновской и Ем-Еговской площадях. На основе анализа результатов комплексных литологических исследований керна, отобранного из скважин упомянутых площадей (главным образом, на основе исследований керна, отобранного из скв. 12366 и 1820), удалось построить сводный литологический разрез баженовской и абалакской свит для центральной части Красноленинского района (Рисунок 3.11) [99; 101].

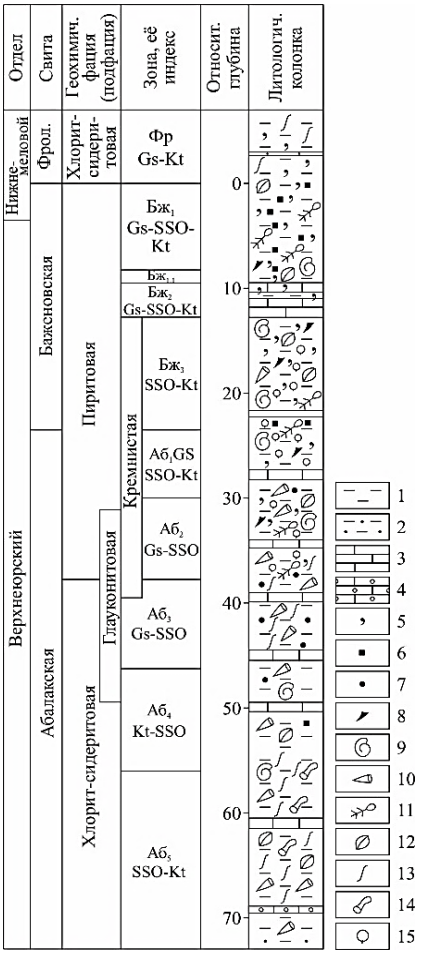


Рисунок 3.11 – Сводный литологический разрез верхнеюрских отложений центральной части Красноленинского свода. 1-4 - литологические типы пород: 1 - глины (аргиллиты), 2 - алевролиты, 3 - известняки, 4 - оолитовые известняки; 5 - присутствие в породах нефтебитумабитума; 6 - 7, 15 - минералогические характеристики, присутствие: 6 - пирита, 7 - глауконита (селадонита?), 15 – аутигенного (биогенного) кремнезема; 8-12, 14 – палеонтологические характеристики, присутствие: 8 - онехитесов теутид, 9 - раковин аммонитов, 10 - раструбов белемнитов, 11 - ихтиодетрита, 12 - раковин двустворок, 14 - ходов илоедов; 13 - наличие трещиноватости или поверхностей скольжения. Аббревиатуры в индексах зон: Gs - гидрослюда, Kt –каолинит, SSO - смешанослойные образования на основе гидрослюды и монтмориллонита

Так как ранее в публикациях уже было дано детальное описание литологических разновидностей пород, встречающихся БС и АС [99; 101], то в настоящей работе ниже приводятся лишь наиболее важные сведения о вещественном составе рассматриваемых отложений. Исключение сделано лишь в отношении кремнистых и карбонатных типов пород, которые описаны довольно подробно, так как именно эти литотипы, по нашим представлениям, могут под действием вторичных (тектоно-гидротермальных) процессов превращаться в породы-коллекторы.

Поскольку были выполнены детальные рентгеноструктурные исследования глинистой фракции, входящей в состав баженовской и абалакской свит, то на основе результатов этих

исследований, по соотношению глинистых минералов удалось произвести дробное разделение баженовской и абалакской свит на зоны (см. Рисунок 3.11).

Баженовская свита (здесь она называется нижнетутлеймской подсвитой) отлагалась в условиях пиритовой геохимической фации. Поскольку все железо, присутствовавшее в наддонном слое морской воды, связывалось в форме пирита, то другие железосодержащие минеральные фазы (Хл, Сид, глауконит) полностью в ней отсутствуют (см. Рисунок 3.11).

В составе БС (т.е. нижнетутлеймской подсвиты) в зависимости от соотношения глинистых минералов выделено три зоны и одна подзона.

Самая верхняя зона (*Бж$_1$*) получила название *Гсл-ССО-Кт (Gs-SSO-Kt),* так как все глинистые минералы, присутствующие в ее составе, содержатся в примерно одинаковой концентрации. Рассматриваемая зона сложена темно-серыми до черных сильно битуминозными с высоким содержанием ОВ (в среднем 25-27%) породами и очень высокой концентрацией Пи (30-35%). По этому признаку ее можно называть *ОВ-пиритовой*. Забегая вперед, отметим, что из-за присутствия этих тонких слойков Пи породы рассматриваемой зоны имеют очень низкое удельное сопротивление, несмотря на высокую суммарную радиоактивность и значительную битуминозность. Пи присутствует в виде очень тонких (около 0.02 мм толщиной) субпараллельных слойков. Отмечается также довольно высокая концентрация биогенного кремнезема (30-39%) [99; 101].

Переходная маломощная подзона *Бж$_{1.1}$* (см. Рисунок 3.11) имеет приблизительно такое же соотношение глинистых минералов, как и в перекрывающей ее зоне *Бж$_1$*, поэтому ей также присвоен индекс *Gs-SSO-Kt*. Рассматриваемая подзона отличается от вышележащей зоны резким уменьшением в ее составе Пи (до 13-14%) и увеличением концентрации ОВ – в среднем до 27%, поэтому ее можно также называть *битуминозной*. Соотношение кремнистого и глинистого материала сохраняется примерно таким же, как и в перекрывающей ее зоне *Бж$_1$*.

Зона *Бж$_2$*, мощностью всего 2.5-3 м, имеет тот же индекс *Gs-SSO-Kt* из-за близкого относительного содержания всех входящих в ее состав глинистых минералов. Главным отличием описываемой зоны от предыдущих является повышенное содержание в ее составе карбонатных литотипов (мергелей и известняков), поэтому ей можно также добавить название *карбонатная*. Суммарное содержание карбонатных минералов в среднем составляет около 70%. В этой зоне резко уменьшается концентрация ОВ (до 3-6%).

Зона *Бж$_3$*, слагающая подошвенную часть баженовской свиты имеет мощность около 10 м (см. Рисунок 3.11). Из-за преобладания в составе глинистых минералов ССО (до 30%) и Кт (до 70%), ей присвоен индекс *SSO-Kt*. Для описываемой зоны характерно довольно высокое содержание в породах биогенного кремнезема (в среднем около 40%), поэтому ее можно назвать также *кремнистой*, что характерно и для подстилающих ее зон, входящих в состав верхней части АС (см. Рисунок 3.11). Биогенный кремнезем присутствует в виде микролинзочек, стяжений продолговатой, «блинчиковидной» формы или раковинок радиолярий. Размеры микростяжений (линзочек) варьируют в широких пределах: от 0.1-0.2 до 0.4-0.5 мм. При больших увеличениях хорошо видно, что эти агрегаты состоят из очень мелких (0.002-0.01 мм) остроугольных обломков кремнезема (Кв). Вероятно, это в большей или меньшей степени, измененные пеллеты [62, 80]. Кроме того, изредка встречаются тонкие прослои радиоляритов. Концентрация ОВ в породах составляет около 10%, довольно много Пи – до 18%, карбонатов, напротив, мало – в среднем около 10%.

В некоторых скважинах в самой подошве рассматриваемой зоны встречается маломощный (обычно не более 1 м) слой, похожий на пиритовый (зона *Бж$_1$*). Содержание Пи в

нем достигает 20-25%, хотя концентрация ОВ не превышает 6.5-9.5%. Характерно повышенное содержание биогенного кремнезема, встречается Дл в виде отдельных ромбоэдрических кристалликов и заполняющий тонкие трещинки. Отмечаются многочисленные обломки ихтиодетрита, которые часто замещены Пи. Интересно, что фосфаты, входившие в состав костных рыбных остатков, под действием наложенных процессов интенсивно выщелачивались и переотлагались в виде мелких кристалликов апатита с совершенной кристаллографической огранкой. В силу своеобразного состава и физических свойств (высокая естественная радиоактивность, низкое удельное электрическое сопротивление) этот пропласток может служить надежным репером, по которому легко отбивается граница между БС и АС. Подобный «пиритовый» слой, обогащенный ихтиодетритом, был описан выше при характеристике верхнеюрского разреза Салымского района (см. Рисунок 3.10).

В состав АС входят пять зон (см. Рисунок 3.11).

Самая верхняя зона этой свиты (*Аб₁*) имеет мощность около 5-6 м. Из-за приблизительно одинакового относительного содержания всех глинистых минералов, входящих в ее состав, ей присвоен индекс *Gs-SSO-Kt* (см. Рисунок 3.11). Как и перекрывающая ее БС, описываемая зона сложена темно-серыми, но уже не сильно, а слабо битуминозными, прочными породами. В их составе преобладает аутигенный (биогенный) кремнезем (до 57%, при средней по зоне концентрации около 41%). Содержание ОВ по сравнению с перекрывающими отложениями БС, значительно уменьшается (до 5-6%), Пи также заметно меньше (около 9%), чуть выше, чем в перекрывающей зоне содержание карбонатного материала (в среднем 17%). Эта зона, как и предыдущая, из-за высокого содержания в ней биогенного аутигенного кремнезема может быть названа *кремнистой* (см. Рисунок 3.11).

Зона *Аб₂* имеет мощность около 6-8 м. Из-за преобладания в ее составе среди глинистых минералов Ил (в среднем около 36% от их суммы) и ССО (около 45-55%), ей присвоен индекс *Gs-SSO*. Таким образом, наблюдается резкое уменьшение в составе глинистых минералов доли Кт. Эта зона является последней в составе отложений, относящихся к пиритовой геохимической фации (см. Рисунок 3.11). Для этой зоны характерна высокая концентрация аутигенного (биогенного) кремнезема (в среднем около 42%). В составе этой зоны встречены маломощные прослои слабоглинистых известняков и мергелей. Это темно-серые с буроватым, иногда зеленоватым (за счет глауконита и/или селадонита) оттенком слабоглинистые известняки, реже мергели. Известняки имеют мелко- и скрыто кристаллическую структуру, в них часто отмечаются мелкие каверны, заполненные эпигенетическим (гидротермальным) Кт, реже мелкокристаллическим, также гидротермальным Кв. Отмечаются полые каверны, а также тонкие трещинки, заполненные бурым Бит. Буровато-зеленоватые мергели характеризуются довольно высоким содержанием в них крупных зерен глауконита, достигающих размеров среднезернистой песчаной фракции. Содержание глинистых минералов, карбонатов и Пи сохраняется приблизительно на том же уровне, что и в перекрывающей её зоне *Аб₁*. Продолжается дальнейшее снижение концентрации ОВ (до 3-4%).

Осадки зоны *Аб₃*, мощностью около 6-8 м, принадлежат к хлорит-сидеритовой геохимической фации (см. Рисунок 3.11). Зона *Аб₃,* как и *Аб₂* имеет индекс *Gs-SSO* из-за преобладания в ее составе Ил (в среднем около 22% от суммы глинистых минералов) и ССО, представленных глауконитом (около 40-45%). Породы зоны *Аб₃*, в отличие от перекрывающих отложений, серые с зеленоватым оттенком, гораздо более рыхлые, небитуминозные, в них встречаются многочисленные обломки ростров белемнитов. По сравнению с перекрывающей ее зоной *Аб₂* понижается концентрация аутигенного (биогенного) кремнезема, увеличивается доля

терригенного материала алевритовой размерности, растет содержание глинистых минералов (в среднем до 40-42%), снижается концентрация Пи (до 7-9%) и ОВ (до 1-1.4%). Наибольший интерес представляют карбонатные разновидности, входящие в ее состав, так как, именно по ним в результате тектоно-гидротермального воздействия развиваются вторичные коллекторы.

Среди карбонатных разновидностей в этой зоне выделяется несколько разновидностей. Во-первых, буровато-зеленоватые карбонаты, сложенные Кц и Сид, часто трещиновато-кавернозные. Трещины заполнены мелкокристаллическими гидротермальными Кв и Кц, а также мелкозернистым Пи. Часто из-за присутствия в кристаллах Кв и Кц мелких включений УВ они имеют буроватый оттенок. Во-вторых, кремнисто-глинистые известняки, часто имеющие буровато-зеленоватый цвет, сложенные двумя типами Сид, Дл и сильно марганцовистым Кц. Причем марганцовистый Кц, встреченный в составе описываемой зоны, можно считать зональным репером из-за его своеобразного состава. Сид и марганцовистый Кц присутствуют в известняке в виде стяжений или оолитов, имеющих размеры от 1-2 до 5-8 мм, которые сцементированы глинистой массой, содержащей примесь алевритовых частиц. Отмечаются также ритмично-зональные образования, похожие по внешнему облику на биостромы, с толщиной отдельных слойков от десятых долей до 1 мм. Основным глинистым минералом в этом известняке является глауконит. Карбонатные стяжения (оолиты) имеют скрытокристаллическую структуру, в них часто отмечаются тонкие «волосяные» трещинки. Пи чаще всего встречается в виде тонких прожилков и имеет явно вторичное, скорее всего гидротермальное происхождение. Отмечаются также мелкие трещинки, заполненные молочно-белым и водяно-прозрачным Кв. Иногда, эти трещинки имеют открытую емкость. В этом случае, образовавшиеся в кавернах кристаллы Кв абсолютно прозрачны и обладают совершенной кристаллографической огранкой. Их образование также, вероятнее всего, связано с деятельностью гидротерм. Ближе к подошве рассматриваемой зоны встречен маломощный карбонатный прослой, сложенный мелкозернистым Сид с глауконитом и примесью алевритовых обломочных зерен. Глауконит имеет желтовато-зеленоватый цвет. Пи, присутствующий в образце, заполняет трещинки, а также наблюдается в виде отдельный мелких оолитов и их агрегатов.

Зона *Аб₄* (см. Рисунок 3.11) имеет примерно такую же мощность, что и предыдущая (около 6-8 м). Она получила индекс *Kt-SSO* из-за увеличения в составе слагающих ее пород доли Кт (в среднем 25% от суммы глинистых минералов), основной вклад по-прежнему принадлежит ССО (около 46%), однако доля глауконита быстро уменьшается по направлению к подошве этой зоны, и уже в средней ее части он не встречается. Породы имеют серый цвет, преимущественно глинистый состав, они очень рыхлые, легко растираются пальцами. В зоне *Аб₄*, как и в предыдущих, встречаются маломощные карбонатные пласты, представленные мергелями и известняками с очень низким содержанием Пи (не более 2-3%) и ОВ (0.1-0.2%). Средняя концентрация терригенных обломков алевритовой размерности, имеющих преимущественно кварц-полевошпатовый состав, близка к 16-18%. В этой зоне наблюдается самое высокое суммарное содержание глинистых минералов – 75-85% (в среднем 58%). Содержание Пи составляет около 5-6%, а ОВ – 0.8-1.1%. В кровельной части рассматриваемой зоны встречен маломощный (0.8 м) пласт известняка, сложенного Кц, Сид и Дл. Порода разбита многочисленными трещинами, открытые поверхности которых покрыты белыми мелкими кристаллами Кц. Микроскопические исследования показали, что основная масса породы (матрица) состоит из скрытокристаллического Кц, содержащего мелкокристаллические агрегаты Дл и отдельные его кристаллы. Кроме того, в матрице присутствуют алевритовые частички и Пи. Кроме Пи и алевритовых частиц в карбонатной матрице присутствуют крупные зерна

глауконита, которые иногда разбиты на блоки Сид, часто приуроченного к ним. На открытых поверхностях трещин, присутствующих в этом литотипе, образовались эпигенетические кристаллы барита (Бр) и магнезиально-железистого Кц. Изредка встречаются хорошо ограненные удлиненные мелкие кристаллики гидротермального Кв, захваченные магнезиально-железистым Кц. В нижней части рассматриваемой зоны встречены серые с буроватым оттенком, массивные карбонаты, состоящие из мелкокристаллического Кц и Сид. В них отмечаются редкие крупные зерна глауконита, разбитые на блоки карбонатами или включающие в себя мелкие кристаллики карбонатов. Пи в этом литотипе немного, он обычно присутствует в рассеянной форме в виде микроолитов, а также в агрегированном состоянии. Эти породы встречены в разрезах скв. 1274, 1817 и 1820 Ем-Еговской площади. Их мощность составляет около 0.8-1.2 м. Вероятно, этот карбонатный пласт можно считать зональным репером. Встреченный в составе этой же зоны микрооолитовый известняк по своим текстурно-структурным особенностям и составу похож на мергель, описанный выше в составе предыдущей зоны. Однако в отличие от последнего, содержание глауконита в нем заметно меньше (не более 8-10%), кроме того, присутствует Кц. Интересно, что в наиболее крупных зернах глауконита, достигающих в размерах 0.5-1.0 мм, отмечаются многочисленные мелкие кристаллики Сид, которые были захвачены в процессе роста глауконитом. В самой подошве рассматриваемой зоны встречены серые с буроватым оттенком трещиноватые известняки. Они состоят, главным образом, из мелкокристаллического Кц, разбитого трещинками, толщиной от 0.3 до 3-5 мм. В кальцитовой массе встречаются зерна глауконита, содержащие ромбоэдрические кристаллики Дл. Открытые поверхности трещин покрыты мелкокристаллическим кальцитом белого цвета. Отмечаются редкие часто пиритизированные ходы илоедов.

Зона *Аб*$_5$ (см. Рисунок 3.11), находящаяся в подошвенной части отложений АС, имеет наибольшую среди выделенных зон мощность (в среднем около 16-18 м). Преобладание в ее составе ССО (около 20% от суммы глинистых минералов) и Кт (50-55%) определяет индекс зоны - *SSO-Kt*. Она сложена серыми сильно алевритистыми глинами, содержащими маломощные прослойки мергелей и известняков. Среднее содержание глинистых минералов в ней 35-40%, Пи – 6% и ОВ – 1%.

В кровельной части описываемой зоны встречены маломощные известняки с небольшим прослойком фосфорита, содержащего заметное количество алевритовых частиц и редкие зерна глауконита. Карбонатные минералы представлены, главным образом, Сид двух полиморфных модификаций, отличающихся друг от друга различным содержанием изоморфных примесей. Микроскопические исследования показали, что Сид присутствует в виде однородной микрокристаллической массы, содержащей примесь алевритовых частиц, а также мелкокристаллический Пи. Порода разбита мелкими трещинками, заполненными Кц. Цвет известняка изменяется от буровато-серого до темно-коричневого за счет распределения тонкодисперсного ОВ, гидроокислов железа и Пи. Отмечаются также тонкие трещинки и микрокаверны, заполненные бурым нефтеподобным Бит (нефтебитум).

В средней части рассматриваемой зоны встречен маломощный пласт серого с буроватым оттенком известняка, сложенного в основном микрокристаллическим Сид с небольшой примесью Дл, очень редкими обломками алевритовой размерности и тонкодисперсным Пи, содержание которого не превышает 2-3%.

В нижней части рассматриваемой зоны встречен маломощный (около 0.4 м) пласт плотного карбоната, сложенного Сид с примесью Дл и небольшим количеством алевритовых обломков (не более 5-8%). Пи присутствует в форме микростяжений, более или менее

равномерно распределенных в сидеритовой массе и в виде агрегатов, приуроченных к органическим остаткам.

В глинистом оолитовом известняке, отобранном из подошвенной части описываемой зоны, вскрытой скв. 12366 Пальяновской площади, обнаружен зональный аммонит, предположительно верхнекелловейского возраста. Следует отметить, что подобные оолитовые известняки встречены в разрезах других скважин в подошвенной части этой зоны, поэтому он может быть использован как зональный репер.

Состав оолитов сложный. Они имеют двух- и трехзональное строение. В двухзональных оолитах в центре находится агрегат каолинитового состава, окруженный пленкой анкерита или кальций содержащего Сид. В трехзональных оолитах добавляется еще одна центральная зона, представленная чаще всего обломками Кв, полевого шпата или метаморфической породы. Цементом обычно служит Сид с довольно высокой примесью кальция и марганца. Отмечаются также трещины и микрокаверны, заполненные бурым (за счет пленки Бит) эпигенетическим (гидротермальным) Кт.

Таким образом, вещественный состав БС и АС в центре Красноленинского свода довольно близок к одновозрастным отложениям, распространенным в пределах Салымского района. Однако имеются и отличия, заключающиеся в том, что в составе БС, распространенной в пределах Салымского района, отсутствуют в верхней ее части низкоомные (обогащенные пиритом отложения), получившие название пиритовой пачки или зоны. Кроме того, БС Салымского района в целом немного более кремнисто-карбонатная и менее глинистая, чем таковая, распространенная в пределах центральной части Красноленинского свода. Наконец, в составе БС, распространенной в пределах Салымского района, встречен специфический сильно радиоактивный пирит-доломитовый слой, который или полностью отсутствует в составе одновозрастных отложений Красноленинского свода, либо присутствует в «зародышевом» состоянии в виде реперного маломощного пласта на границе баженовской и абалакской свит.

Для верхнеюрских отложений, распространенных в пределах западного борта Сургутского свода пока не построен сводный разрез, что объясняется недостаточным объемом исследований керна (не охвачен исследованиями весь интервал залегания баженовской и абалакской свит).

Однако исследования керна, отобранного из рассматриваемых отложений в пределах Маслиховского месторождения и Камынской площади, показали, что отложения баженовской свиты, так же, как и в ранее рассмотренных районах, сложены, главным образом, биогенным (аутигенным) Кв (в среднем около 55%), карбонатными минералами (в среднем около 14%), ОВ (около 9%), Пи (около 8%) и глинистыми минералами (около 6%). Обращает на себя внимание очень низкое содержание глинистых минералов. По этой причине рассматриваемые битуминозные отложения правильнее именовать пирит-глинисто-карбонатными силицитами, а не аргиллитами.

Наиболее богатые кремнеземом породы можно условно разделить на силициты и радиоляриты. Первые сложены скрытозернистым биогенным кремнеземом, присутствующим в виде микролинзочек или желвачков (пеллеты), а вторые - состоят из многочисленных раковинок радиолярий, которые иногда имеют агатовидную микротекстуру, обусловленную неоднородным распределением содержащихся в них микровключений нефтебитума.

Отмечаются также переходные между карбонатными и кремнистыми литотипами породы, например, в различной степени карбонатизированные радиоляриты. Среди карбонатных литологических типов кроме хемогенных встречаются биогенно-хемогенные разновидности,

представленные карбонатными радиоляритами с микрокавернами, заполненными Бит, а также более измененные карбонаты с раковинками радиолярий, в которых также в микропорах присутствует Бит.

Подводя итоги проведенного анализа вещественного состава и строения баженовской и абалакской свит, выполненного в пределах Салымского и Красноленинского районов, можно отметить следующее.

1. Отложения БС накапливались в условиях пиритовой геохимической фации.
2. Осадки верхней части АС отлагались в условия пиритовой, а средней и нижней – в хлорит-сидеритовой геохимических фаций.
3. Глауконитовая подфация, являющаяся, в известной мере, переходной между пиритовой и хлорит-сидеритовой, захватывает, главным образом, осадки верхней и средней частей АС.
4. Отложения БС имеют преимущественно кремнисто-карбонатный состав и характеризуются повышенным содержанием в ней ОВ и Пи; концентрация глинистого материала невелика и в редких случаях достигает 25-30%.
5. Отложения верхней части АС по вещественному составу очень близки к баженовским, однако в них заметно уменьшается концентрация ОВ.
6. Средняя и нижняя части АС имеют преимущественно глинистый и глинисто-алевритистый (в нижней ее части) состав; среди глинистых и глинисто-алевритистых литотипов залегают маломощные (обычно от 0.3-0.4 до 2.0, редко 2.5 м) карбонатные пласты, которые из-за присутствия в них трещин и каверн могут быть коллекторами.
7. Отложения баженовской и абалакской свит имеют зональное строение; зоны выделяются по особенностям вещественного состава слагающих их минеральных и органических компонентов.
8. В составе БС встречены довольно экзотичные породы-коллекторы, представленные карбонатными радиоляритами и пирит-карбонатными породами, обогащенными частично или полностью выщелоченными обломками ихтиодетрита, которые обладают очень высокой естественной радиоактивностью и являются коллекторами.

3.2.2. Типы коллекторов в бажено-абалакском комплексе и механизм их образования

Несмотря на очень продолжительный срок (более 40 лет) изучения отложений БАК до сих пор отсутствует общепринятое представление о типах коллекторов, присутствующих в составе БАК и механизмах их возникновения.

Сначала исследователи, изучавшие эти вопросы, считали, что коллекторы в БС возникли благодаря флюидоразрыву, котрый осуществлялся в результате образования исходным ОВ жидких и газообразных нафтидов, которые обладали большим объёмом, чем исходное ОВ ($ОВ_{исх}$) [8; 66-68; 131; 139; 186; 194; 219; 220; 223; 230; 237; 256; 257; 282; 283; 285]. В результате этого процесса по их представлениям возникал так называемый листоватый коллектор, который затем приобрел даже собственный термин - «баженит» [161; 219; 220].

Одновременно был предложен другой механизм образования вторичных коллекторов в БС, в соответствии с которым, в образовании коллекторов в свите принимали участие тектонические силы, а образующийся в результате тектонического дробления коллектор был отнесён этой группой ученых к типу трещиноватых коллекторов [205; 209; 248; 276]. Но, к сожалению, эти публикации можно отнести к типу декларативных, так как в них отсутствовали

конкретные представления о механизме формирования коллекторов этого типа и о породах, в которых они могут возникать и, наконец отсутствовали данные о методах их прогноза.

Так как $ОВ_{исх}$ в процессе его термолиза генерирует нафтиды, то в результате этого процесса за его счёт должна формироваться вторичная пористость, величина которой определяется типом $ОВ_{исх}$, его концентрацией в БС и, наконец, от уровня его термической преобразованности или степени трансформации в нафтиды [31; 45; 52; 55; 66; 68; 72; 87; 90; 94; 112; 114; 118; 129; 131; 139; 154; 164; 175; 186; 204; 208; 210; 219; 220; 230; 240; 256; 257; 280].

Кроме рассмотренных предлагались также и иные модели образования коллекторов в БС, однако, эти модели не были признаны большинством исследователей, так как представляли собой лишь умозрительный характер из-за недостаточной базы знаний об этом сложном объекте.

Для выяснения типов коллекторов в БАК, механизма их образования с целью грамотного проведения работ по поиску и разведки в них залежей УВ, последующего подсчета запасов и осуществления их разработки, осуществлен тщательный анализ состава БАК, присутствующих в нем пород-коллекторов, их емкостных свойств.

Образцы керна, которые были отобранны из БАК, анализировались с использованием электронной (РЭМ) и оптической микроскопии. Проводились также петрофизические исследования на основе стандартных методов исследования фильтрационно-ёмкостных свойств (ФЕС) образцов, а также результаты их изучения с помощью ЯМР релаксометра.

С целью установления качественного состава ОВ, содержащегося в образцах БАК, включая присутствующее в их поровом пространстве, а также величины вторичной пористости, возникающей в результате превращения $ОВ_{исх}$ в нафтиды использовался пиролитический метод.

Породы-коллекторы, присутствующие в составе БАК, характеризуются различным минеральным составом, поэтому представляется целесообразным при выделении их различных классов использовать в качестве главного критерия особенности их вещественно-минерального состава.

Кремнистые породы

Кремнистые породы, присутствующие в БАК, представлены *силицитами*, *радиоляритами* и *гидротермальными силицитами*, причём они встречаются в подавляющем большинстве случаев именно в составе БС.

Силициты – это очень крепкие породы, обладающие тёмно-серым цветом и практически массивной текстурой. В нативном состоянии они не обладают коллекторскими свойствами, их ФЕС близки к нулю. Только в случае тектоно-гидротермального воздействия они превращаются в коллекторы [94; 99-103; 107; 112; 118; 119; 122; 129; 130; 146; 235]. Поверхность трещин, возникающие в них, часто покрыты многочисленными кристаллами эпигенетических минералов (гидротермального происхождения), покрытых плёнками в различной степени термически преобразованного битума (Бит) (Рисунок 3.12а, б). Используя данные о размерах образующихся гидротермальных кристаллов этих минералов можно получить представление о ширине (раскрытости) образующихся в силицитах трещин тектонического происхождения, соответствуют степени раскрытости образующихся тектоногенных трещин в силицитах, которая как правило составляет не более десятых долей мм (см. Рисунок 3.12а, в, г).

Однако в силицитах встречаются трещины, имеющие гораздо меньшую раскрытость, которые можно наблюдать лишь, насытив их, керосином (см. Рисунок 3.12д). Пористость этих образцов примерно равна 5-6%, а тот же параметр монолитных силицитов не превышает 1-2%.

Использование РЭМ позволило установить, что силициты состоят из многочисленных микрокопролитов (пеллет), имеющих кремнистый состав. Они образовались благодаря

жизнедеятельности рачков-фильтраторов – эвфаузиид, обладавших очень маленькими размерами [89]. Эвфаузииды питались автотрофным планктоном, состоявшим главным образом из диатомовых водорослей. Раковинки последних, пройдя через пищеварительную систему эвфаузиид, разрушались, а затем в форме пеллет спускались на дно эпиконтинентального верхневолжского морского бассейна (Рисунок 3.13а, б).

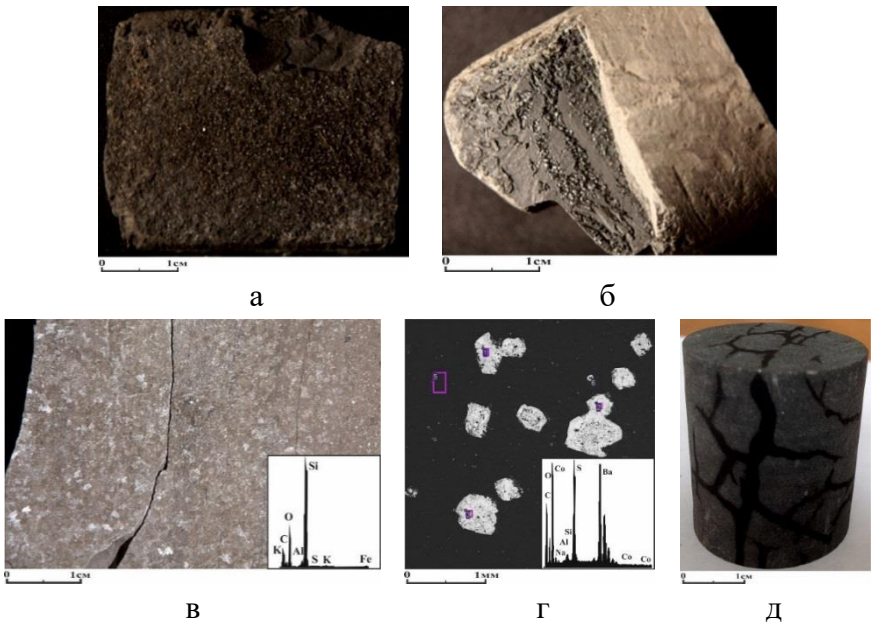


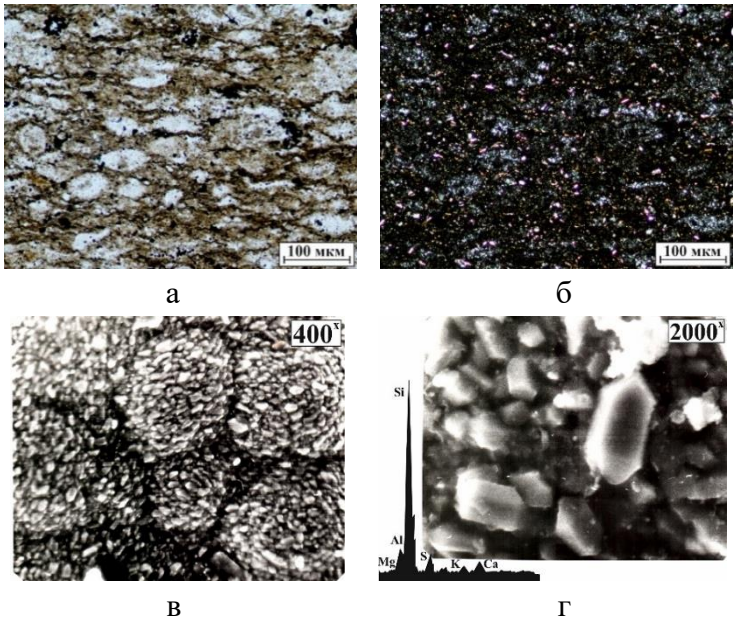
Рисунок 3.12 – Трещины в силицитах
а, б – фотографии полноразмерных образцов с трещинами, на поверхности которых присутствуют битум и новообразованные минералы (Маслиховское месторождение); в, г – поверхность трещины, покрытая многочисленными кристаллами барита (Пальяновская площадь); д - микротрещины в цилиндрическом образце, насыщенном керосином (Северо-Конитлорское месторождение). Элементные спектры: в – кремнистой матрицы, г – кристалла барита

Форма образующихся пеллет зависит от соотношения глинистого, органического и кремнистого материалов, поэтому круглую форму они могли сохранять лишь в случае почти чисто кремнистого состава. Если же в них было достаточно большое содержание глинистого и органического материала, то они приобретали сплющенную блинчиковидную или линзообразную форму в результате воздействия на них литостатического давления (см. Рисунок 3.13а, б).

Не исключено, что в верхнеюрское время вблизи могли существовать действовавшие палеовулканы, которые служили источником кремнистого материала (И.В. Лучицкий, личное сообщение), который также мог первоначально попадать в морской бассейн, а потом в пищеварительную систему эвфаузиид и, наконец, в виде пеллет опускаться в осадок, из которого в конце концов возникали силициты. Поэтому толщина силицитовых прослоев напрямую зависит именно от количества эвфаузиид в морской толще и активности их жизнедеятельности [89].

При больших увеличениях видно, что пеллеты состоят из очень мелких (2.5-10.0 мкм) слабо огранённых кристаллов кварца, сцементированных глинистыми минералами и метаморфизованным тиобитумом (Рисунок 3.13в, г). Отдельные кристаллики Кв, слагающие кремнистые копролиты или пеллеты хорошо видны также на снимке прозрачного

петрографического шлифа, снятого с анализатором (см. Рисунок 3.13б). Микропоры, присутствующие между кристалликами Кв, имеют размеры всего около 0.08-0.25 мкм и заняты преимущественно связанной водой, а также термически преобразованным тиобитумом (см. Рисунок 3.13в, г).



а б в г

Рисунок 3.13 – Фотографии петрографического шлифа, снятые без (а) и с (б) анализатором и снимки РЭМ (в, г) с результатами элементного анализа силицита, баженовская свита, Тортасинское (а, б) и Маслиховское (в, г) месторождения

Исходя из вышесказанного, эпигенетические вторичные коллекторы, образующиеся в силицитах под воздействием тектоно-гидротермальных процессов, следует относить к трещинному типу, поскольку их первичная пористость имеет микроскопические размеры, а потому полностью заполнена остаточной водой и Бит.

Радиоляриты

Раковинки радиолярий по своим гранулометрическим размерам попадают преимущественно в категорию крупнозернистых алевролитов, поэтому они, благодаря их достаточно высокой механической прочности можно считать коллектором псевдогранулярного типа.

Различный характер насыщения УВ радиоляритов и силицитов прекрасно демонстрируется фотографиями керна, сделанными в ультрафиолетовом свете. На этих фотографиях люминесценция проявляется только в прослоях, состоящих из радиоляритов, в которых, в отличие от силицитов в их поровом пространстве отмечается Бит, в последнем, в свою очередь, присутствуют УВ в виде истинного раствора, именно они и люминесцируют в УФ свете (Рисунок 3.14а).

В прозрачных петрографических шлифах прекрасно видны явные отличия в строении порового пространства радиоляритов и силицитов (Рисунок 3.14б, г) эти различия также наблюдаются и в спектрах ЯМР образцов радиолярита (Рисунок 3.14в) и силицита (Рисунок 3.14д). Пористость радиолярита по данным ЯМР исследований составляет 11.4% и в нем присутствуют пустоты, занятые свободным флюидом, а поровое пространство, присутствующее в силиците, по данным того же метода, составляет всего 2.7%, причём всё оно занято связанной

водой и Бит (см. Рисунок 3.14в, д). Поры, со свободным (подвижным) флюидом в силиците полностью отсутствуют.

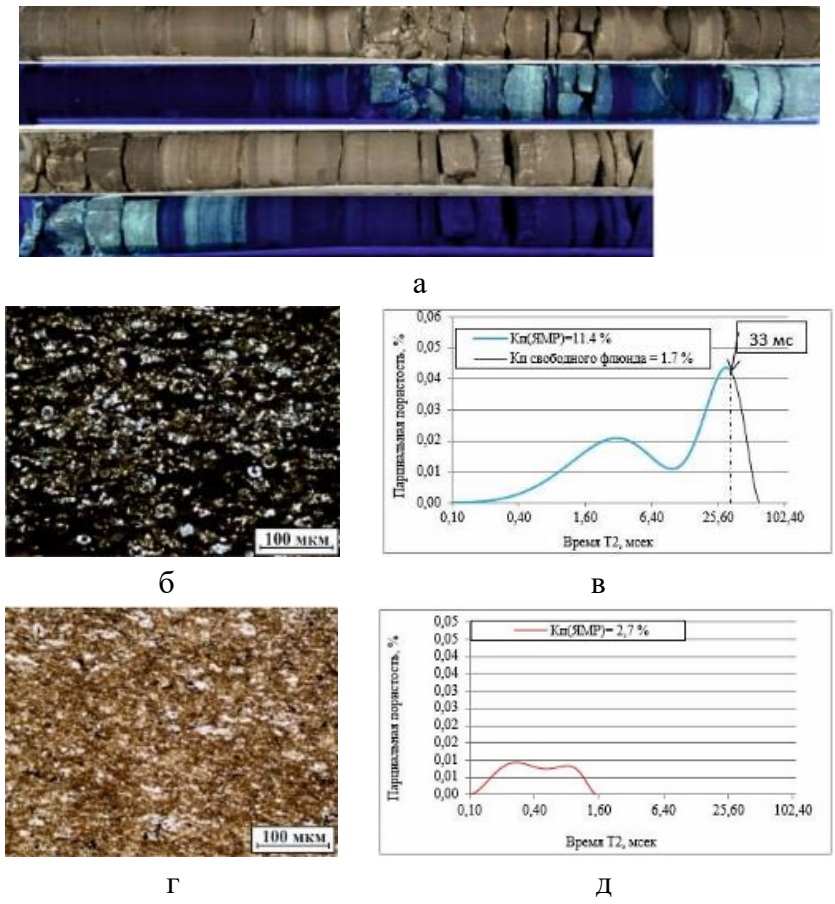


Рисунок 3.14 – Силициты и радиоляриты (Тортасинский ЛУ)
а – фотографии полноразмерного керна, снятые в «белом» и ультрафиолетовом свете; фотографии прозрачных петрографических шлифов: б – радиолярита, г – силицита; спектры ЯМР: в – радиолярита, д – силицита

Главное отличие радиоляритов от силицитов – это присутствие в них псевдогранулярных (первичных) пустот, заполненных нефтебитумом, в то время как в силицитах вся эпигенетическая (трещинная емкость) представляет собой вторичный (тектоногенный) коллектор.

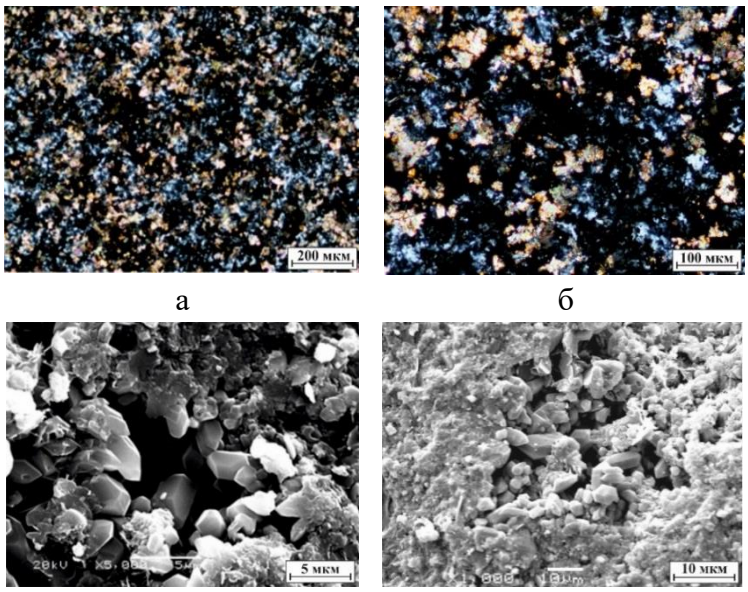
Гидротермальные силициты (ГС)

Этот тип пород, имеющих, главным образом, кремнистый состав, встречается в разновозрастных породах Западно-Сибирского бассейна. Из них состоят продуктивные породы в верхней части ДК, которые возникли за счет тектоно-гидротермального воздействия на кремнистые известняки верхнедевонского и нижнекарбонового (визе) возраста (см. подраздел 1.1). Этот же тип пород встречен в составе пласта $Ю_1^0$ в пределах Ахтамарского и Грибного месторождений (см. подраздел 2.1).

ГС возникают за счет растворения кислыми гидротермальными флюидами (ГФ) карбонатного материала в кремнисто-карбонатных разновидностях пород и кристаллизации в освободившемся пространстве из исходного биогенного кремнезёма многочисленных прекрасно огранённых мелких кристалликов Кв.

Такой же механизм их образования реализуется и в породах БС, имевших первоначально кремнисто-карбонатный состав (Рисунок 3.15а, б), которые в результате воздействия на них кислых ГФ теряют карбонатную часть, выщелачиваемую этими флюидами, а оставшийся легко растворимый биогенный кремнезём переотлагается в виде мелких кристаллов Кв (Рисунок 3.15в, г).

Образующийся в результате описанных процессов коллектор в ГС относится к псевдо-гранулярно-микрокавернозному типу.



а б в г

Рисунок 3.15 – Фотографии петрографических шлифов (с анализатором) исходных кремнисто-карбонатных пород (а, б) и снимки РЭМ образовавшихся по аналогичным породам гидротермальных силицитов (в, г). Месторождения: а, б - Маслиховское; в – Верхне-Салымское; г – Приобское

Карбонатные породы

Наиболее высокоемкие коллекторы формируются в карбонатных породах, которые возникают благодаря тектоническому дроблению этого типа (первоначально монолитных) пород, в которые первоначально не обладали ФЕС, и последующего воздействия на них кислых ГФ (Рисунок 3.16). Рассматриваемая разновидность вторичного коллектора чаще всего встречается в АС. Этот пип вторичного коллектора, возникающий в карбонатных пластах БАК и характеризующийся тектоно-гидротермальным генезисом является трещинно-кавернозной разновидностью.

Образование этого типа вторичных коллекторов при непосредственном участии кислых ГФ выявляется присутствием на поверхности образовавшихся в них каверн и трещин самых разных минералов гидротермального происхождения и целых их ассоциаций, а также пленок тиобитумов, имеющих различную консистенцию в зависимости от степени термического воздействия на них (Рисунки 3.16-3.18).

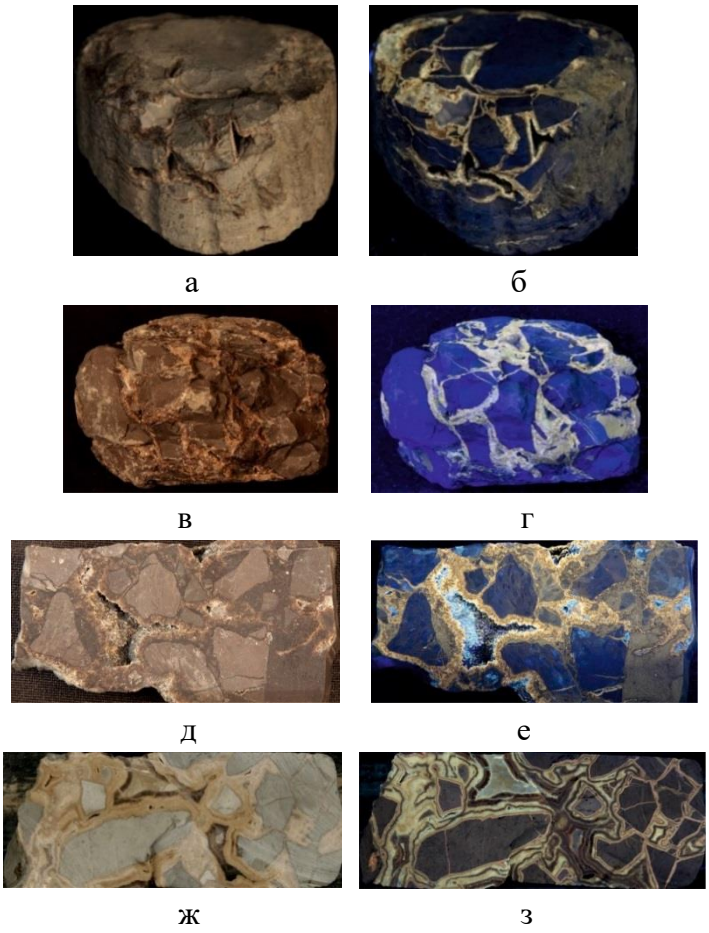
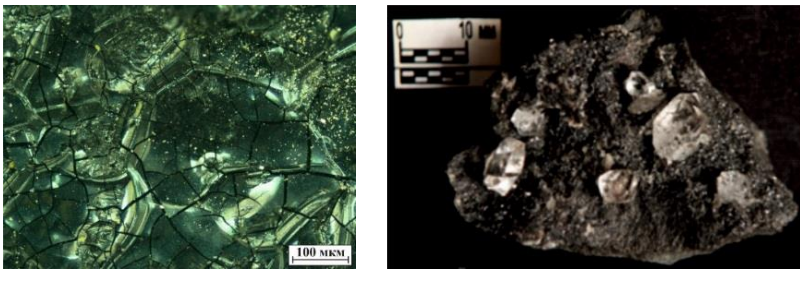


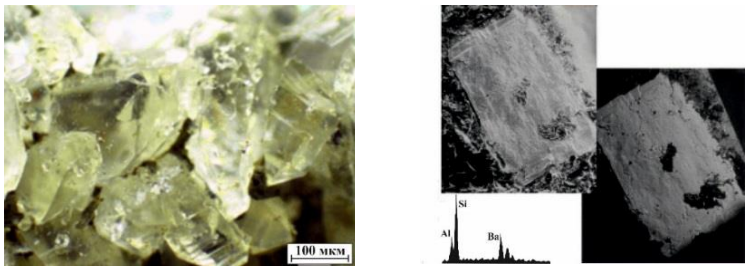
Рисунок 3.16 – Фотографии полноразмерных образцов карбонатных коллекторов трещинно-кавернозного типа, снятые в «белом» (а, в, д, ж) и ультрафиолетовом (б, г, е, з) свете
Месторождения: а, б – Усть-Балыкское; в, г – Северо-Конитлорское; д, е – Салымское; ж, з – Сыморьяхское

Каверны, образующиеся в этих породах, часто бывают заполнены нефтенасыщенным эпигенетическим (гидротермальным) Кт и/или диккитом. Здесь же присутствуют мелкие кристаллы гидротермального Кв (Рисунок 3.18в, г). Ширина трещин в рассматриваемой разновидности вторичных коллекторов составляет 0.5-1.0 см, а каверн – до 2.0-2.5 см.

Определение ФЕС у этих образцов весьма трудная задача, так как они не сохраняются в первоначальном виде, а поднимаются на поверхность в форме отдельных обломков, разрушившихся по тектоногенным трещинам. Тем не менее, используя данные ГИС (ядерно-физические методы) по определению их емкостных свойств, удалось получить величину их пористости, которая способна составлять в этом типе пород-коллекторов 15-20% [118].

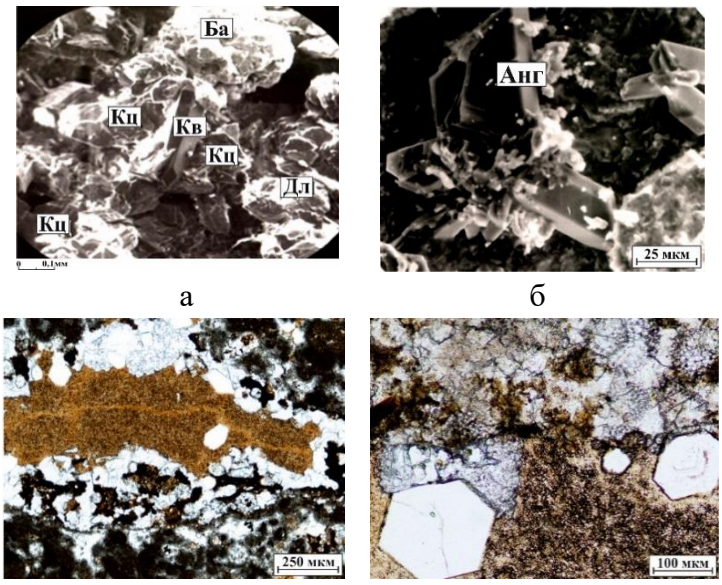


а б



в г

Рисунок 3.17 – Битумы и минералы гидротермального происхождения на поверхности трещин и каверн в карбонатных породах
а – термически преобразованный битум; б – тот же битум и две генерации кристаллов кварца (Ем-Еговская площадь); в – микродруза кварца (Пальяновская площадь); г – кристаллы гармотома (Маслиховское месторождение)



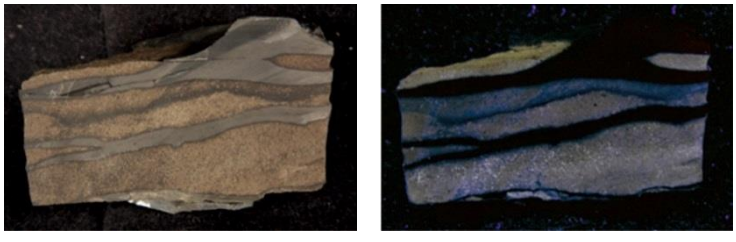
а б

в г

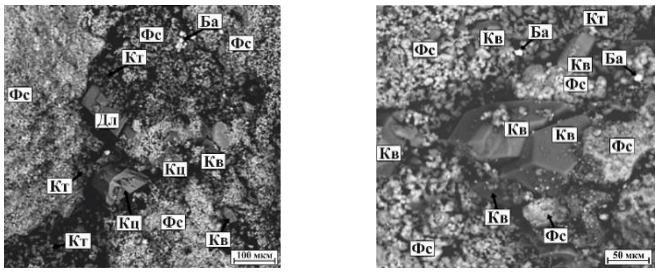
Рисунок 3.18 – Минералы гидротермального происхождения на поверхности трещин (а, б) и в микрокавернах (в, г) карбонатных пород
а, б – Ем-Еговская площадь; в – Пальяновская площадь; г – Южно-Ягунское месторождение
Условные обозначения: Анг – ангидрит; Ба – барит; Дл – доломит; Кв – кварц; Кц – кальцит

Копролиты

Образцы, сложенные копролитами, были обнаружены только в западной части бассейна в пределах Пальяновской площади. Они присутствуют в нижнетутлеймской подсвите и среди них выделены два типа, один из которых имеет карбонатный а второй - фосфоритовый составы (Рисунок 3.19а, б). То, что они насыщены УВ, подтверждается люминесценцией в ультрафиолетовом свете (см. Рисунок 3.19б).



а б



в г

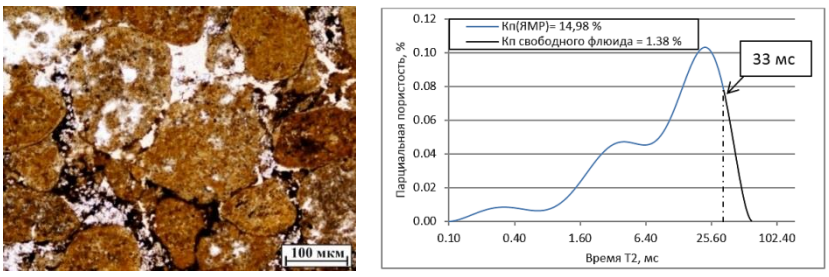
Рисунок 3.19 – Фотографии полноразмерных образцов копролитов фосфорито-карбонатного состава, снятых в «белом» (а) и ультрафиолетовом (б) свете, а также снимки РЭМ фосфоритовых копролитов (в, г), Пальяновская площадь
Условные обозначения: Ба – барит; Кв – кварц; Кт – каолинит (диккит); Кц – кальцит; Фс – фосфорит

Копролиты также, как и рассмотренные выше разновидности пород, были подвержены тектоно-гидротермальному воздействию, что привело к частичной перекристаллизации фосфатов. В поровом пространстве возникли гидротермальные минералы: кристаллы Дл, Кц, Кт, Кв и барита (Рисунок 3.19в, г).

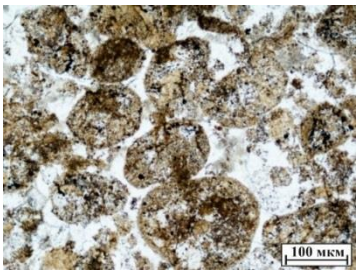
Копролиты, так же, как и радиоляриты обладают псевдогранулярной межзерновой пористостью, то есть они в значительной мере сохранили её со стадии седиментации из-за довольно крупных размеров, соответствующих крупноалевритовой и мелкозернистой песчаной гранулометрическим размерностям, а также достаточно высокой механической прочности (Рисунок 3.20а, в).

Фосфоритовые копролиты обладают гораздо более высокими ФЕС, по сравнению с карбонатным их типом. Этот факт находит свое подтверждение при проведении ЯМР исследований. Действительно величина пустотности первой разновидности копролитов близка к 15%, а второй – лишь около 4.4% (Рисунок 3.20б, г). В первой разновидности также гораздо больше величина индекса свободного флюида. Отмеченные гораздо меньшие значения ФЕС копролитов карбонатного состава чем фосфатного находят объяснение в том, что в них карбонатами замещены не только копролиты, но и поровое поры, присутствующие в них (см. Рисунок 3.20в).

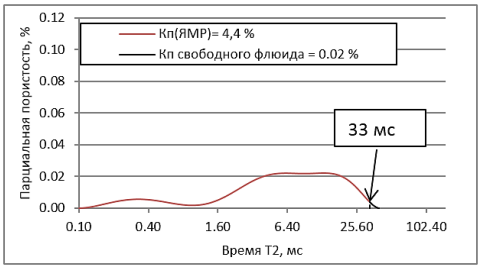
Можно заключить, что копролиты, как и радиоляриты, следует считать псевдогранулярными коллекторами. Как уже отмечалось ранее, рассматриваемый тип пористости в известной мере относится к первичному типу. Однако образовавшиеся в их поровом пространстве вторичные гидротермальные минералы в той или иной мере снижают величину их первоначальной (псевдогранулярной) пористости.



а б



в



г

Рисунок 3.20 – Фотографии прозрачных петрографических шлифов (а, в) и спектры (б, г) копролитовых фосфоритов (а, б) и копролитовых карбонатов (в, г), Пальяновская площадь, отложения баженовской свиты (нижне-тутлеймской подсвиты)

Высокорадиоактивные породы

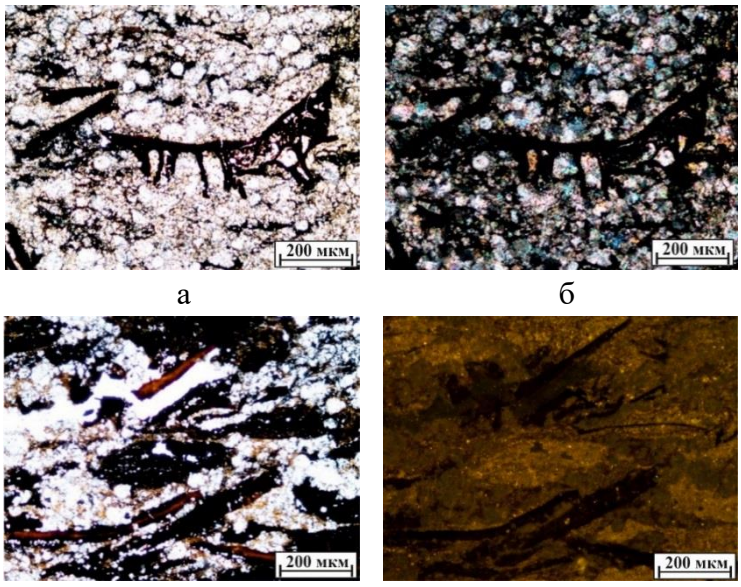
В разрезе БАК, вскрытом скв. 554Э, пробуренной на Салымском месторождении, встречены два высокорадиоактивных пласта, описанные в предыдущем подразделе, представляющие интерес не только из-за их высокой радиоактивности, но и тем что они являются продуктивными – из них получены малодебитные притоки УВ [118].

Верхний «радиоактивный» пласт, имеющий мощность около 30-35 см, представляет собой породу, сложенную, главным образом, доломитовым радиоляритом с небольшой примесью Кц (около 12-14 %), незначительным содержанием фрамбоидального Пи (около 3 %), остатками незамещенного карбонатами биогенного кремнезема (8-10 %) и высоким содержанием ихтиодетрита (около 10-12 %), который в большинстве случаев имеет почти черный цвет, вызванный его обуглероживанием (Рисунок 3.21а, б). В этой породе исходное ОВ полностью отсутствует. Оно превратилось в черный, похожий на керит, термически интенсивно преобразованный практически твердый Бит, который заполнил пустотки, присутствующие между радиоляриями и частично растворенные обломки ихтиодетрита (см. Рисунок. 3.21а, б). Открытая пористость в рассматриваемой породе составляет в среднем 8-10 %.

Эту карбонатную породу следует считать коллектором псевдогранулярного (подобно радиоляритам), но с частично микрокавернозным типом пустот, которые возникли благодаря растворению ихтиодетрита и раковинок радиолярий ГФ.

Нижний «радиоактивный» пласт имеет мощность около 1 м и более экзотический вещественный состав. Он представляет собой «пиритовый» пласт, состоящий, главным образом, из мелкозернистого Пи (обычно фрамбоидального), содержание которого варьирует в пределах 45-60% (см. Рисунок 3.21в, г). Кроме того, в его составе присутствует Дл (10-15 %), Сид (6-8 %), Кц (5-7 %), а также примесь Кв (3-5 %). Полностью отсутствует $ОВ_{исх}$, однако, как и в ранее рассмотренном пропласткете, впримерно 2-3 % (см. Рисунок 3.21в, г).

Интересно, что, несмотря на то, что в шлифах хорошо видны обломочные фрагменты черного цвета, напоминающие по внешнему виду ихтиодетрит, результаты химического анализа демонстрируют низкое содержание P_2O_5 в составе рассматриваемой породы. Очевидно, что исходный ихтиодетрит был практически полностью растворен и вынесен из рассматриваемого «радиоактивного» пласта кислыми гидротермальными растворами, а его «отрицательные» формы оказались почти полностью заполненными сильно термически преобразованным керитоподобным Бит (см. Рисунок 3.21в, г).



а б

в г

Рисунок 3.21 – Доломитовый радиолярит в проходящем (а) и поляризованном (б) свете; «пиритовый» образец в проходящем (в) и отраженном (г) свете, красное на снимке в – смола, Салымское месторождение

Открытая пористость образцов, отобранных из рассматриваемого «пиритового» пласта, составляет 15-17 %, а проницаемость – 13-15 мД. Почти вся, вторичная пористость в рассматриваемом пласте возникла в результате растворения кислыми ГФ неустойчивых в этих термодинамических условиях минеральных веществ, представленных, главным образом, карбонатами и фосфатами (ихтиодетритом), что прекрасно отмечается в прозрачных петрографических шлифах, которые были пропитаны смолой красного цвета (см. Рисунок 3.21в, г).

Уран, содержащийся в повышенных концентрациях в рассматриваемых «радиоактивных» интервалах связан в верхнем из них – с остатками ихтиодетрита и термически преобразованным Бит, а в нижнем – полностью с сильно преобразованным в катагенезе керитоподобным Бит.

Рассмотренный эпигенетический коллектор, сформировавшийся в нижнем пропластке, обладающим высокой радиоактивностью, следует (условно) считать порово-микрокавернозным.

Чтобы избежать путаницы, отметим, что в настоящей диссертационной работе под термином «кавернозный» понимается не пустотность, имеющая размер >1-2 мм, а способ её происхождения, а именно – это вторичная пустотность, возникшая в результате выщелачивания или растворения исходных минеральных компонентов).

Органическое вещество

В результате тектоно-гидротермального воздействия на $ОВ_{исх}$, оно трансформируется в неуглеводородные летучие и нафтиды. Результатом этого процесса является образование вторичной пористости. Величина этой пустотности определяется типом $ОВ_{исх}$, его содержанием в БАК и степени трансформации в летучие компоненты и нафтиды [91; 94; 107; 118; 127; 129; 146]. Очевидно, что рассматриваемый тип эпигенетичной пустотности дает основной вклад в поровое пространство БС, напротив, в АС эта разновидность вторичной пористости вносит незначительный вклад в общую пустотность этой свиты благодаря небольшому содержанию в ней $ОВ_{исх}$ (Рисунок 3.22).

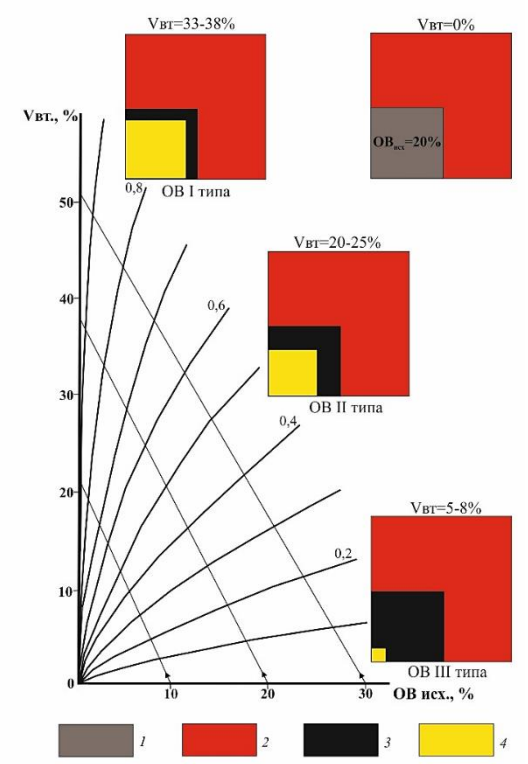


Рисунок 3.22 – Номограмма для определения величины вторичной пористости ($V_{вт}$) , образующейся за счет превращения $ОВ_{исх}$ в нафтиды
Жирные кривые – линии равных степеней превращения ОВисх в нафтиды, цифры рядом с ними – величина мобильной части $ОВ_{исх}$ ($С_{моб}$); тонкие прямые со стрелками – линии, показывающие направление изменения величины $V_{вт}$ в зависимости от содержания $ОВ_{исх}$ и его типа
Условные обозначения: 1- исходное содержание ОВ; 2 – оюъем минеральной матрицы; 3 – остаточная инертная часть ОВ; 4 – величина вторичной пористости, образовавшейся за счет превращения исходного ОВ в нафтиды

Подчеркнём, что формирование эпигенетической пустотности и образование УВ – это два взаимосвязанных процесса, которые являются единовременными и протекающими параллельно друг с другом.

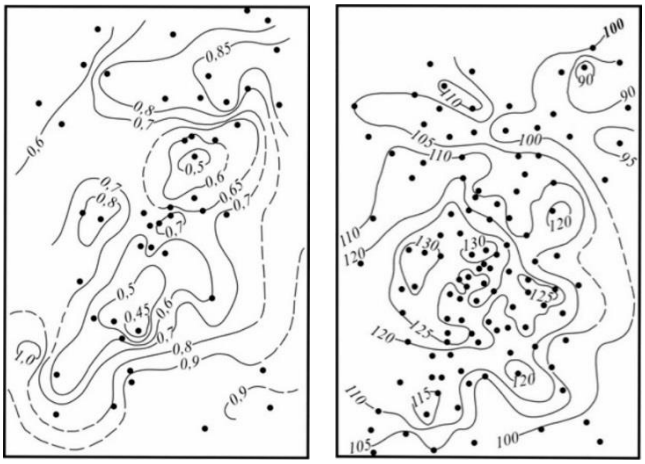
Попробуем выяснить какой может быть величина эпигенетической (вторичной) пустотности, образующейся вследствие генерации $ОВ_{исх}$ нафтидов, а также их количество, образовавшееся в процессе нефтегенерации на основе данных, содержащихся в ранее опубликованных нами работах [90; 93; 107; 118; 129; 146].

На основе данных, полученных с использованием пиролитического метода попробуем, используя известную диаграмму, оценить величину вторичной пористости ($Кп_{вт}$), образовавшуюся за счёт $ОВ_{исх}$ (обозначим её как $Кп_{ов}$), в зависимости от его содержания (в рассматриваемом случае $ОВ_{исх}$ = 20 об. %), типа и степени превращения в нафтиды (Рисунок 3.22), правда не учитывая её уменьшение вследствие уплотнения осадков под действием литостатического давления [118; 129]. Тем не менее, на основе этого метода, предложенного автором, который заключается в комплексировании метода материального баланса и пиролитических данных, можно количественно определить значение $Кп_{вт}$ [52; 90; 107; 118; 129; 146].

Рассчеты показывают, что в результате нафтидообразования, в особенности если этот процесс осуществляется до полного расходования исходного генерационного потенциала, возникает большая по величине эпигенетическая $Кп_{вт}$, которая должна бы была быть полностью занятой возникшими нафтидами. Однако это было бы возможным лишь в том случае, если бы отложения БС имели прочный минеральный каркас, который бы мог сохранить образовавшуюся эпигенетическую пористость ($Кп_{ов}$). Но, практически вся она исчезает из-за уплотнения битуминозной толщи, а сгенерированные ею нафтиды активно эмигрируют в подстилающие и/или перекрывающие её осадки, в которых присутствуют породы-коллекторы в зависимости от направления градиента перепада пластового давления [118; 129; 146].

Выполненные на основе комплексирования результатов пиролитических исследований и метода материального баланса расчетов, позволили оценить значения коэффициента эмиграции образовавшихся нафтидов из БС с повышенным содержанием ОВ, который обычно изменяется от 89 до 99% [118; 129; 146]. Поэтому величина оставшейся в БС эпигенетической $Кп_{вт}$, которая возникла в результате превращения $ОВ_{исх}$ в нафтиды и неуглеводородные летучие ($Кп_{ов}$), обусловливается степенью прочности минерального каркаса, вмещающего образовавшиеся нафтиды, и способна варьировать (с учетом коэффициента эмиграции) примерно от 0,16 до 1,92%.

Признавая все вышесказанное справедливым, можно допустить, что при равной средней концентрации $ОВ_{исх}$, входящего в состав БС, в участках, где отмечаются блее высокие значения $Т_{пл}$, возникшие вследствие тектоно-гидротермального воздействия на БС, должен фиксироваться и более активный нафтидогенез и, следовательно, более значительное уменьшение содержания ОВ в этих высокотемпературных зонах [92]. Анализ распределения современных значений $Т_{пл}$ и содержания $С_{орг}$ в пределах Салымского месторождения подтвердило это предположение. Действительно в «горячих» зонах, в которых $Т_{пл}$ составляет 128-130°С, по сравнению с «холодными» зонами, где $Т_{пл}$ равняется 93-95°С, фиксируется снижение относительной концентрации $С_{орг}$ примерно в два и даже более раз (Рисунок 3.23).



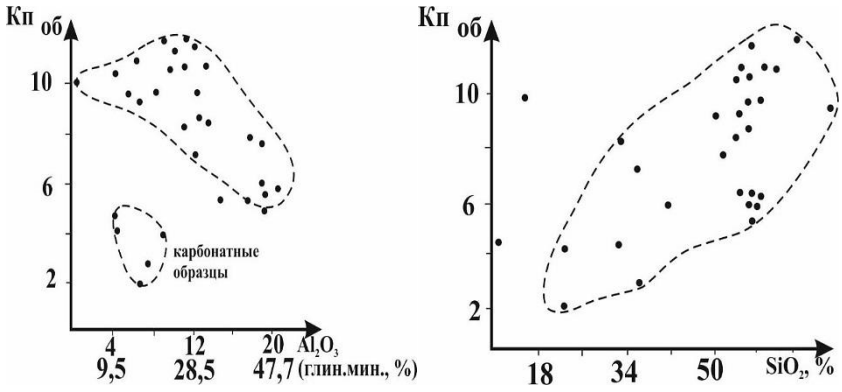
а б

Рисунок 3.23 – Схемы изменения содержания ОВ, нормированного к 1 (а) и современной пластовой температуры (б) в отложениях баженовской свиты Салымского месторождения

Таким образом, несмотря на довольно значительную величину $Кп_{ов}$, которая должна бы была возникнуть в результате трансформации $ОВ_{исх}$ в нафтиды и неуглеводородные летучие, в особенности в зонах, где БС подвергалась тектоно-гидротермальному воздействию, в результате отсутствия прочного минерального скелета в свите, что обусловлнено присутствием в её составе литологических типов пород, богатых глинистыми минералами и ОВ, почти вся эпигенетическая $Кп_{ов}$ «исчезла» вместе с нафтидами, эмигрировавшими в ближайшие породы-коллекторы, в результате уплотнения этих отложений под действием литологического давления, обусловленного толщей перекрывающих её осадков. В возникших вторичных порах остался лишь твердый Бит, а сами отложения свиты стали битуминозными.

Действительно, на зависимостях пористости образцов БС, отобранных в пределах Салымского месторождения, от содержания в их составе глин и кремнистого материала в первом

случае отмечается обратно пропорциональная, а во втором – прямо пропорциональная зависимости (Рисунок 3.24).



а б

Рисунок 3.24 – Зависимость величины общей пористости от минерального состава пород баженовской свиты: а – от содержания глинистых минералов; б – кремнезема

Результаты, полученные нами, говорят о том, что коллекторы в БАК имеют преимущественно вторичное (тектоно-гидротермальное) происхождение и образуются по вполне определённым типам пород, обладающим, главным образом, карбонатным, кремнистым и сложным карбонатно-кремнистым составом. Эти разновидности пород обладают значительной прочностью, но в то же время и хрупкостью, а карбонатные породы характеризуются также дополнительно ещё и высокой растворимостью в кислых ГФ. Одним словом, эти разновидности пород способны противостоять литостатическому давлению перекрывающих их осадков и в значительной мере сохраняют вторичное пустотное пространство, образовавшееся в них в результате наложенных на них тектоно-гидротермальных процессов.

Напротив, породы со значительной концентрацией в их составе ОВ и глинистых минералов из-за значительной пластичности и слабой механической прочности не могут превратиться во вторичные коллекторы, даже если подвергались воздействию высокотемпературных флюидов, благодаря которому формировалась эпигенетическая пористость, возникшая в результате превращения $ОВ_{исх}$ в нафтиды. Результатом воздействия на них тектонических сил является образование в них многочисленных «зеркал» и поверхностей скольжения, по которым они разрушаются на крупные и мелкие обломки при поступлении их на поверхность из ствола скважины.

Поэтому «баженит» или листоватый коллектор, который по представлениям ряда ученых способен образовываться в БАК, в результате процесса флюидоразрыва, представляет собой миф, не имеющий под собой сколько-нибудь серьёзного обоснования и не подтверждается имеющимися многочисленными установленными фактическими данными [99; 100; 102; 103; 107; 112; 118; 119; 122; 129; 130; 139; 144; 146; 208; 230].

Необходимо объяснение установленному факту, заключающемуся в том, что в участках, подвергшихся тектоно-гидротермальному воздействию на БАК, в его породах-коллекторах, вопреки возникновению зон с субвертикальной трещиноватостью, продолжают сохранться залежи УВ. Установленный феномен можно объясняется чледующим образом.

Во-первых, перекрывающие и подстилающие отложения, состоящие преимущественно из глин, характеризуются очень низкой проницаемостью, а потому представляют собой великолепные экраны.

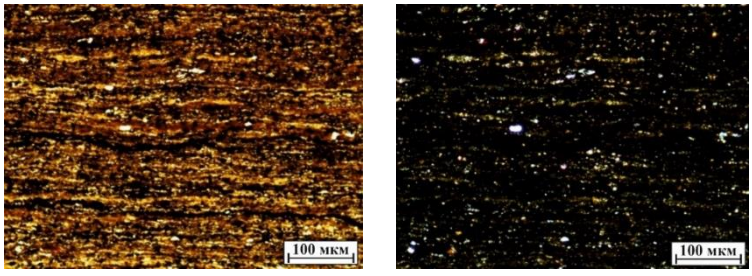
Во-вторых, формирующиеся в этих глинистых породах тектоногенные трещины являются сколово-сдвиговыми дислокациями, иными словами, представляют собой «зеркала» и поверхности скольжения, поверхности скольжения которых очень плотно прилегают друг к другу.

В-третьих, важно отметить, что в глинистых отложениях, подстилающих и перекрывающих БАК поровое давление всегда в значительной степени выше давления, присутствующего в порах и кавернах пород-коллекторов, содержащихся в БАК. По этой причине флюиды, присутствующие в коллекторах БАК, не могут полностью эмигрировать из них!

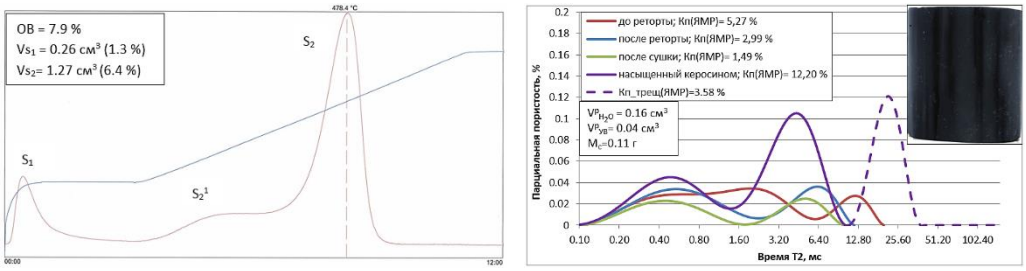
То есть эти породы-коллекторы оказались «запечатанными» окружающими их глинистыми осадками [118]. Отмеченный феномен, также имеет два главных объяснения. Во-первых, тем, что вследствие преимущественной генерации нафтидов в обогащенных глинистыми минералами и ОВ, то есть в более пластичных типах пород возникаает избыточное поровое давление. Во-вторых, из-за того, что этот тип пород не способен противостоять литостатическому давлению, в отличие от механически более прочных пород-коллекторов, поровое давление в глинистых и обогащенных ОВ литотипах всегда гораздо выше, а потому обязательно передаётся на флюид, присутствующий в их поровом пространстве. По этой причине образующиеся из $ОВ_{исх}$ УВ всегда сначала будут входить в пустотное пространство пород-коллекторов, присутствующих в БАК, и лишь потом их «избытки» будут по трещинным дислокациям проникать в ближайшие к БАК породы-коллекторы.

Именно поэтому в разновидностях пород с тонкослоистой текстурой и повышенной концентрацией в них ОВ (Рисунок 3.25а, б), поднятых из скважин в пределах «высокотемпературных» участков, в которых имели место тектоно-гидротермальные процессы (из-за чего в таких участках и отмечаются повышенные $Т_{пл}$ и геотермические градиенты), ОВ представляет собой, как правило, метаморфизованный твёрдый Бит с растворёнными в нём в форме «твердых растворов» УВ [108; 146], а также небольшим содержанием свободных УВ, которые представляют собой низкомолекулярные газообразные разновидности, которые при традиционном способе бурения практически полностью улетучиваются в процессе подъема керна на поверхность. Понятно, что этот Бит благодаря своим реологическим свойствам не имел возможности эмигрировать в ближайшие породы-коллекторы и сохранился в составе БС, поэтому её отложения справедливо называть *битуминозными*. УВ, присутствующие в Бит в виде так называемых «твёрдых растворов», на их пирограммах, входят в состав пиков S_1 и S_2^1 (Рисунок 3.25в).

В состав пика S_2 в обсуждаемых образцах входят УВ, выделяющиеся вследствие термокрекинга термически преобразованного Бит, присутствующего в этих образцах [108]. То есть, в описываемом типе образцов практически нет подвижных или свободных УВ, которые могут находиться только в трещинах, если они присутствовали в них в условиях пласта.



а б



в г

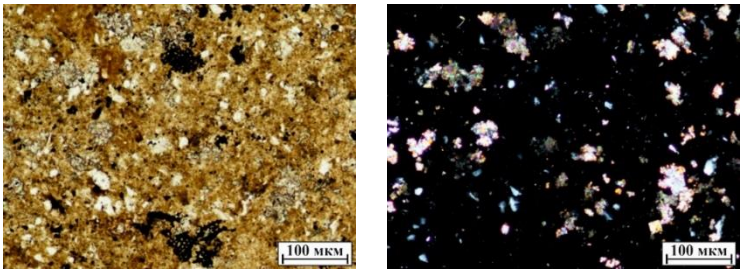
Рисунок 3.25 – Фотографии шлифов без (а) и с (б) анализатором, пирограмма (в) и спектры ЯМР слабо кремнистого битуминозного аргиллита до и после термического воздействия и последующего насыщения его керосином (г), Каменная площадь, баженовская свита (расшифровка сокращений приведена в тексте); на врезке приведена фотография этого же образца, насыщенного керосином, на которой видны трещины, выделяющиеся темно-серым цветом

Следует обратить внимание на обнаруженный феномен, который заключается в том, что величина пористости, полученная с использованием метода ЯМР по воде, несколько меньше (примерно в 1.1-1.2 раза), чем по керосину. Обнаруженный феномен связан с тем, что керосин, в отличие от воды, растворяет Бит и присутствующие в нем УВ, что приводит к увеличению содержания в образцах подвижных атомов водорода и, соответственно, «пористости» по ЯМР. Используя установленную причину увеличения величины пористости по керосину, для определения образцов с высоким содержанием в их составе Бит, рекомендуется использовать воду.

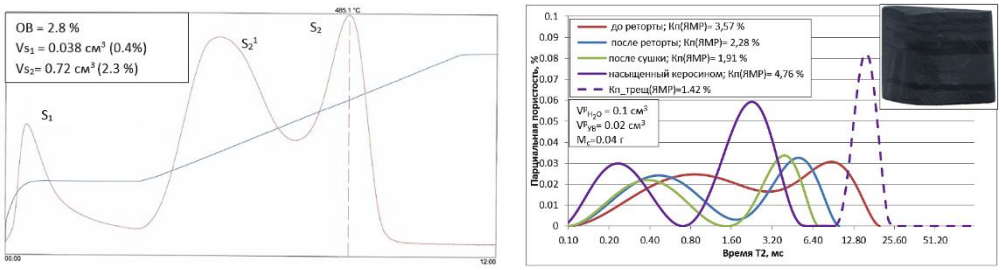
Установлено также, что, керосин проникает в трещины, из-за чего на ЯМР-спектрах трещиноватых образцов образуется еще один пик в дальней области поперечной релаксации Т2, который интерпретируется как пористость трещин (Рисунок 3.25г). Однако остаётся открытым вопрос о происхождении этих трещин: были ли они в условиях пласта, или образовались в образцах в результате снятии с них литостатической нагрузки?

Если на пирограммах битуминозно-кремнистых аргиллитов, присутствуют маленькие пики S_1, еще более мелкие S_2^1 и, наоборот, крупные пики S_2 (см. Рисунок 3.25в), то пустотное пространство кремнисто-карбонатных, с низким содержанием Бит литотипов (Рисунок 3.26а, б) заполнено, главным образом, преимущественно парааутохтонными и/или аллохтонными УВ, иными словами «подвижными» УВ с небольшим содержанием гетеросоединений, которые добываются обычно применяемыми методами. Этот факт подтверждается присутствием на пирограммах таких образцов высокоамплитудных пиков S_1 и S_2^1. То есть рассматрвиаемая нами разновидность пород представляет собой коллектор, присутствующий в составе БАК (см. Рисунок 3.26в).

В этом литологическом типе также присутствует трещинная «пористость», правда её величина заметно меньше, чем у предыдущего типа пород (см. Рисунок 3.26г).



а б



в г

Рисунок 3.26 – Фотографии шлифов без (а) и с (б) анализатором, пирограмма (в) и спектры ЯМР карбонатно-кремнистого образца до, и после термического воздействия и последующего насыщения его керосином (г), Каменная площадь, абалакская свита, на врезке приведена фотография этого же образца, насыщенного керосином, на которой хорошо видны трещины, выделяющиеся на снимке темно-серым цветом

Гораздо меньшая величина трещинной «пористости» у слабо битуминозного кремнисто-карбонатного образца в сравнении с кремнисто-битуминозным аргиллитом, скорее всего, находит объяснение в его гораздо большей механической прочности по сравнению с кремнисто-битуминозным аргиллитом, а потому и меньшим содержанием в нем тектоногенных трещин.

Проведенные исследования показали, что в подавляющем большинстве случаев породы-коллекторы, присутствующие в составе БАК, представляют собой вторичные (эпигенетические) образования, возникшие под действием тектоно-гидротермальных процессов на верхнеюрские отложения. При этом следует обратить внимание на тот факт, что эпигенетические коллекторы возникают преимущественно именно в карбонатных и кремнистых разновидностях пород, входящих в состав БАК, которые автор назвал потенциально продуктивными или сокращенно ППП [94; 99-103; 107; 112; 114; 118; 119; 122; 129; 130; 132; 139; 146; 207].

Итак, возникает вопрос: что вызывает появление и проявление тектоно-гидротермальных процессов, которые, в свою очередь, являются причиной образования коллекторов эпигенетического происхождения в БАК?

Причину возникновения и проявления в БАК и вообще в осадочном чехле Западно-Сибирского бассейна тектоно-гидротермальных процессов следует искать в астеносфере, о чем уже писалось ранее в предыдущих главах.

Напомним, что магматические тела, поднимающиеся из астеносферы вверх по направлению к земной поверхности, разрушают (дробят) породы, слагающие земную кору, а потом и осадочный чехол [107; 112; 118; 119; 122; 129; 130; 146]. В зависимости от их размеров образуются положительные структуры первого, второго и более мелких порядков. Их поднятие в перекрывающих их породах вызывает рост напряжений, при превышении величины которых прочности этих пород, формируются субвертикальные зоны дробления, механизм формирования которых был рассмотрен в подразделе 2.3, посвященном использованию методов тектонофизического моделирования. По мере подъёма этих магматических тел внешнее давление, действующее на них, уменьшается, вследствие чего из них выделяются в свободном состоянии высокоэнтальпийные флюиды (ВФ), содержащие в своём составе кроме воды метан и его гомологи, а также H_2, CO_2, CO, кислые компоненты (HF, HCl, H_2S, SO_2 и др.). Эти поликомпонентные ВФ проникают по сформировавшимся над ними зонам дробления в перекрывающие их породы и мобилизуют воду, находящуюся в различном виде сначала в породах фундамента, а затем в осадочном чехле, вследствие чего формируются ГФ [107; 111;

112; 115; 117-119; 122-126; 128-130; 146]. Эти флюиды благодаря высокой температуре (по данным гомогенизации газово-жидких включений в кристаллах гидротермального Кв, встреченных в отложениях БАК, достигающих 330-350ºС, а, возможно, и выше) активизируют процессы нафтидогенеза и в виде гомогенного водно-нафтидного флюида по сформировавшимся зонам дробления проникают в образовавшиеся в БАК породы-коллекторы, заполняя их. По мере остывания этих первоначально гомогенных (однофазных) флюидов они распадаются на две (вода-нефть) или три (вода-нефть-газ) фазы. Вода из перекрывающих и подстилающих БАК глинистых осадков, первоначально входившая в состав эндогенных ВФ, затем возвратилась в эти отложения. Кроме того, она остаётся в БАК в виде остаточной или связанной воды, которая присутствует в самых мелких порах этих отложений. $ОВ_{исх}$, присутствующее в БАК, под действием ГФ и/или ВФ генерирует преимущественно нафтиды, которые входят в поровое пространство эпигенетических коллекторов, входящих в состав БАК.

В пределах площадей, где описываемые процессы происходили сравнительно недавно (в масштабах геологического времени), сохранились аномально высокие пластовые температуры, превышающие фоновые для этих же глубин на 25-35ºС [52; 66- 68; 87; 88; 94; 112; 114; 121; 139; 146; 159; 164; 186; 207; 220; 223; 249; 256; 257; 280; 282; 283; 301]. Сказанное подтверждается также нахождением «молодых» цирконов в магматических породах фундамента, имеющих возраст всего около 12 млн. лет [26; 27]. Кроме того, выделенные по данным сейсморазведки положительные структуры, продолжаются до верхне-кайнозойских сейсмотражающих горизонтов, что также однозначно свидетельствует об их «молодом» (в геологичесвом временном интервале) возрасте.

Всё вышесказанное свидетельствует о том, что тектоно-гидротермальные процессы, обусловленные подъёмом из астеносферы магматических тел различных размеров, активно участвуют не только в формировании вторичных коллекторов в БАК, но и, собственно, в самом процессе генерации нафтидов. Причём это происходит не только за счёт ОВ, входящего в состав БАК и подстилающих отложений, но и благодаря углеводородам (прежде всего метану и его гомологам), присутствующим в описанных выше ВФ, выделяющихся из этих магматических тел, а также в результате процессов гидрогенизации ОВ, содержащегося в осадках, в результате его взаимодействия с водородом, присутствующим в составе этих флюидов.

Используя результаты, полученные в этой работе, можно рекомендовать ряд предложений для продолжения дальнейших исследований, направленных на выделение эпигенетических коллекторов в БАК и с целью прогноза площадей, на которых они могут возникнуть:

1. Анализируя ФЕС образцов керна, отобранного из интервала залегания БАК, помимо обычных петрофизических исследований, следует, во-первых, пользоваться методом ЯМР, который дает возможность быстро изучить структуру порового пространства и её долю пустот, которые заняты свободными УВ, добываемых традиционным способом; во-вторых, использовать данные, полученные пиролитическим методом, которые вместе с методом материального баланса дают возможность выделять в БАК разновидности осадков, которые представляют собой генераторы нафтидов, а также и породы-коллекты, наполненные образующимися нафтидами, о чем позднее будет сказано более подробно.

2. Используя данные, полученные в результате региональной оценки перспектив нефтегазоносности БАК в границах самых перспективных земель выделить площади для последующего локального прогноза залежей УВ.

3. В пределах, выделенных с использовавнием данных ГИС участков для локального прогноза, необходимо отметить интервалы, где в составе БАК присутствуют апотенциально

продуктивные породы (ППП), а также построить карты их суммарной мощности. Однако выделение ППП в разрезе БАК, а также их суммарной мощности и площади распространения – это необходимое, но недостаточное условие. Следующим необходимым условием является их тектоногенное дробление и проработка ГФ, то есть их превращение в эпигенетический (вторичный) коллектор.

4. Для выполнения этого второго обязательного условия необходимо выделение обсуждаемых участков, подвергшихся тектоногенному дроблению, для чего следует использовать оригинальный метод, основанный на данных сейсморазведочных работ и тектонофизического моделирования, осуществляемого на основе этих данных (см. подраздел 2.3).

5. Для оценки величины эпигенетической (тектоногенной) пористости к которой также относятся трещины, следует применять результаты изучения ФЕС образцов керна, особенно отобранных из ППП, а также использовать результаты определения величин трещиноватости в компетентных слоях, определенные по данным тектоно-седиментационного моделирования.

Полученные в настоящем подразделе результаты комплексных исследований дадут возможность построить более правильную модель формирования эпигенетических пород-коллекторов в БАК, а затем провести оценку и подсчёт запасов УВ, присутствующих в нём с использованием объёмного метода.

3.2.3. Органическое вещество в составе БАК и его превращение под влиянием тектоно-гидротермальных процессов

Баженовская свита (БС), была выделена Ф.Г. Гурари в 50-х годах прошлого века в разрезе верхнеюрского осадочного комплекса Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. По данным ранних исследований считалось, что БС сложена битуминозными аргиллитами. Но позднее при более детальном исследовании её литологического состава было установлено, что главным слагающим её компонентом является аутигенный биогенный кремнезём, а вовсе не глинистые минералы. В её составе также встречаются маломощные прослои карбонатного состава, состоящие из Дл и/или Кц. Кроме того, в ней довольно много ОВ. Иными словами, в её составе присутствуют несколько основных породообразующих компонентов, из-за чего её название «битуминозные аргиллиты» трансформировалось в несколько различных типов пород, названных по компонентам, преобладающим в их составе, число которых насчитывает от 4-6 до 12-16 и более разновидностей [66-68; 86; 87; 89; 99; 102; 103; 107; 112; 118; 122; 129; 146; 161; 164; 186; 219; 256; 257; 283; 285; 286; 303; 304].

К сожалению, опубликовано небольшое количество работ, в которых отображены результаты изучения ОВ, содержащегося в составе БС и его мацеральным разновидностям. Как правило в этих работах упоминается только о присутствии в её породах бурых и иных разновидностей водорослей, колоний сине-зелёных водорослей, остатков микробно-бактериальной массы, микрофитопланктона, и небольшой примеси в той или иной степени трансформированного растительного детрита, а кроме того, примеси пыльцы, спор и смол, поступивших с окружающей волжское море суши. Основная масса ОВ, присутствующая в породах БС, специалистами относится к типу аморфной гелефицированной массы, имеющей цвет от светло-коричневого до тёмно-бурого.

В недавних публикациях автора он неоднократно обращал внимание на присутствие Бит в составе БС и её аналогов, который образовался из $ОВ_{исх}$ и претерпел термическое преобразование в результате тектоно-гидротермального воздействия [110; 120; 121; 127; 131; 139; 146]. Поэтому, скорее всего, «аморфная гелефицированная масса», описываемая литологами, представляет собой в различной степени термически преобразованный Бит, который способен в различной стпени растворяться в органических растворителях.

Исходя из сказанного кажется вполне логичным называть породы БС битуминозными, а не «керогеновыми». Чтобы ответить на этот вопрос проанализируем данные, полученные в результате комплексных исследований с использованием физических и химических методов образцов керна, взятых из БАК.

Изучение образцов, отобранных из баженовской и абалакской свит пиролитическим методом осуществлялись с помощью программно-аппаратурного комплекса «Хроматэк-Кристалл 5000.2», на котором определялись следующие параметры: S_1, S_2 и T_{max}. Принято считать, что величина S_1 соответствует количеству жидких углеводородов (УВ), содержащихся в поровом пространстве образцов и выделяющихся при их нагреве в изотермическом режиме при 300 ^oC в течение 3 мин. Пик S_2, также в соответствии с общепризнанным мнением, соответствует количеству УВ, выделяющихся из образцов при их дальнейшем нагреве в интервале температур 300-650 ^oC в результате термокрекинга оставшейся части ОВ [5; 91; 106; 107; 83; 116; 120; 127; 131; 133; 135; 196; 197; 202; 203; 230; 240; 280; 312; 313; 317; 320; 323].

На анализаторе АН 7529-М, после удаления карбонатов из анализируемых образцов, определялось содержание в них органического углерода ($С_{орг}$). Величина HI рассчитывалась в соответствии с известным уравнением:

$$HI = S_2 x 100/С_{орг}, \quad (3.1)$$

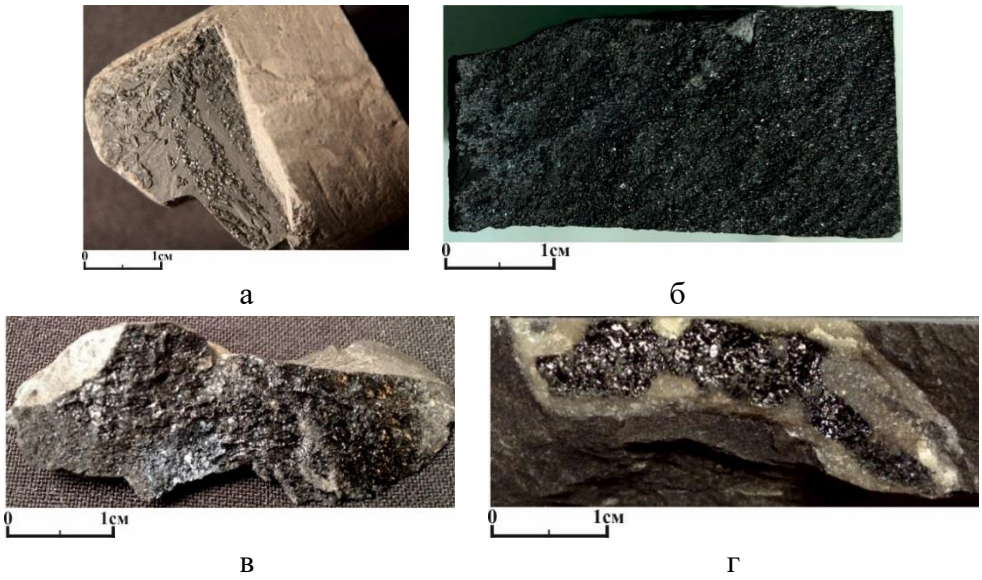
Для изучения вещественного состава и ОВ, содержащихся в БАК, использовалась оптическая и электронная (РЭМ) микроскопия.

Для быстрого определения присутствия или, отсутствия битума (Бит) в породах БС и их качественного состава применялся люминесцентно-битуминологический метод (метод В.Н. Флоровской, 1957).

Этот метод заключался в нанесении на порошковые пробы капли хлороформа, растворявший битуминозные компоненты, и на её месте образуется пятно, в зависимости от состава извлеченных битумоидов, имеющих в ультрафиолетовом свете голубой, желтый или бурый цвет. Используя полученный цветовой результат этого пятна в соответствии с этой методикой выделялись 4 группы битумов:

1) легкие битумы (ЛБА);
2) маслянистый битум (МБА);
3) средний битум (СБА);
4) смолисто-асфальтеновый битум (САБА).

Лучше всего Бит диагностируются на поверхности каверн и трещин, образовавшихся в карбонатных и кремнистых породах, присутствующих в БС и её аналогах (Рисунок 3.27).



а б

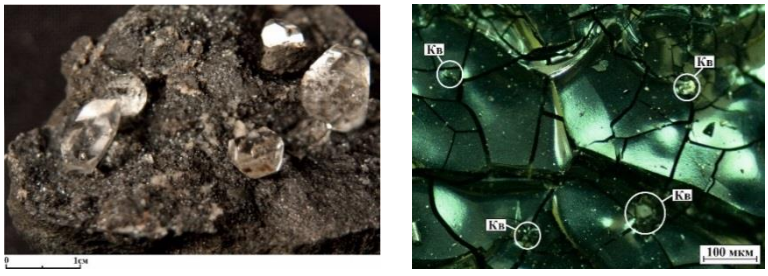
в г

Рисунок 3.27 – Фотографии кремнистых (а, б) и карбонатных (в, г) образцов, отобранных из баженовской свиты с пленками битума на поверхности трещин и каверн, присутствующих в них: а – силицит; б – радиолярит с многочисленными микрокристаллами кварца и карбонатов; в – известняк; г – известняк; а – Маслиховское, б – Салымское, г – Приобское месторождения, в – Пальяновская площадь

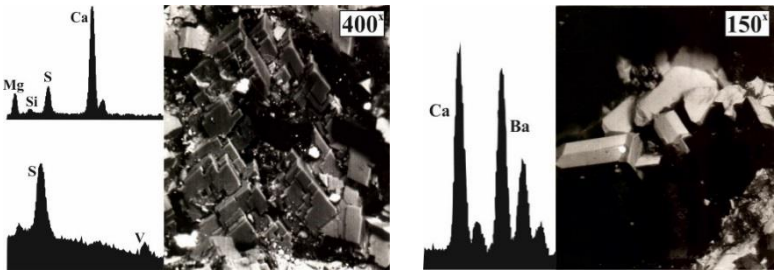
Уже при самых малых увеличениях на их поверхности хорошо различимы кристаллы различных минералов, имеющих гидротермальное происхождение, которые довольно часто частично или полностью покрыты тонкими плёнками термически преобразованного Бит (Рисунок 3.28а, б). При более значительном увеличении становится возможным диагностировать хорошо ограненные кристаллы Кв, а также и других минералов гидротермального происхождения: апатита, Кц, барита и других минералов (Рисунок 3.28в, г) [107; 112; 115; 118; 146]. Следует отметить, что Бит содержит большое количество серы (тиобитум). В его составе также встречаются ванадий содержащие металлопорфирины (см. Рисунок 3.28 в).

Бит, встреченный в породах БС и её лито-стратиграфических аналогах, присутствует в различной консистенции: от вязко-пластичной до твёрдо-хрупкой (Рисунок 3.29а, б), а толщина битуминозных прослоев варьирует от нескольких микрон до первых миллиметров (Рисунок 3.29 в, г).

Использование больших увеличений позволяет установить специфическую «такыроподобную» микротекстуруна поверхностях тонких битуминозных плёнок, покрывающих поверхность кристаллов кварца гидротермального генезиса (врезки на Рисунке 3.29д, е).



а б



в г

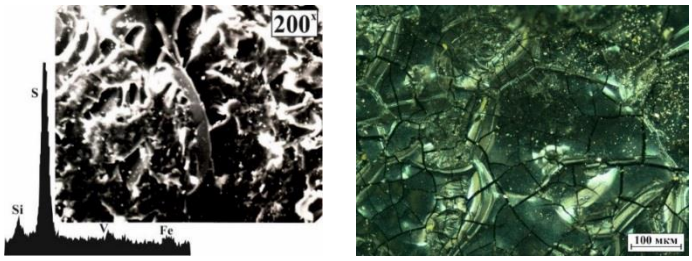
Рисунок 3.28 – Минералы и битум гидротермального происхождения, присутствующие на поверхности трещин и каверн в кремнистых и карбонатных литологических типах пород, входящих в состав баженовской свиты и ее аналогов; а – кристаллы кварца двух генераций (ранней – микрокристаллической и поздней – крупнокристаллической), покрытые пленками битума; б – кристаллы кварца, покрытые битумом; снимки РЭМ: в – кристаллы доломита (верхний элементный спектр), покрытые местами ванадиеносным тиобитумом (нижний элементный спектр); г – кристаллы барито-кальцита, в окружении тиобитума (элементный спектр слева от снимка), а – Ем-Еговская и б – Пальяновская площади; в, г – Маслиховское месторождение

Не исключено, что основная часть серы, фиксируемая микроэлементным анализом на снимках РЭМ присутствует в составе Бит не в форме тиосоединений, а в виде раствора самородной серы (S^o) в нём, которая при его охлаждении, выделяется из него на его поверхности в форме мелких кристаллов желтого цвета (Рисунок 3.30а, б). Их форма хорошо видна в петрографических шлифах, где основная часть кристаллов S^o выделяется по периферии битумной микролинзы (Рисунок 3.30в).

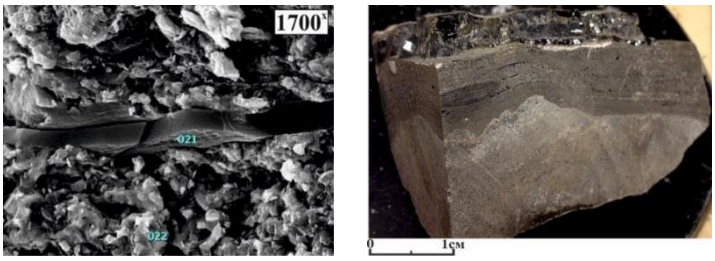
Тщательный анализ образцов с использованием прозрачных петрографических шлифов позволил определить, что Бит обычно пропитывает различные типы пород, присутствующих в БС, заполняя их поровое пространство. Полученные результаты петрографических исследований позволили установить, что отмеченнон ранее в прозрачных петрографических шлифах «аморфное гелефицированное вещество тёмно-бурого цвета» - это и есть Бит.

Наиболее однозначно он диагностируется в кремнистых, карбонатных и кремнисто-карбонатных литологических типах пород (Рисунки 3.31, 3.32).

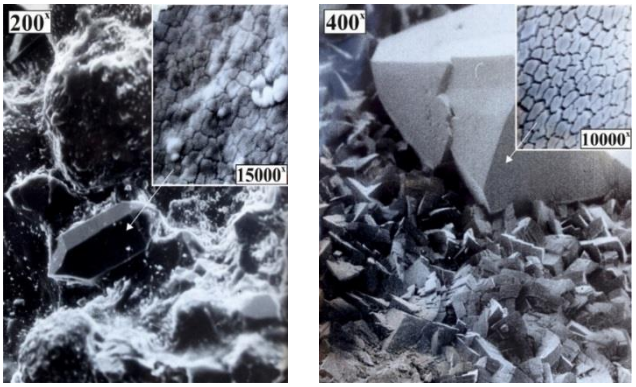
Это связано с тем, что именно эти типы пород из-за своих механических свойств (хрупкости и прочности) способны в значительной степени сохранять исходную (седиментогенную) ёмкость, а кроме того, в результате тектоно-гидротермального воздействия в них моет возникать эпигенетическая вторичная пустотность трещинно-кавернозного и трещинного типов [107; 118, 122; 130; 146].



а б



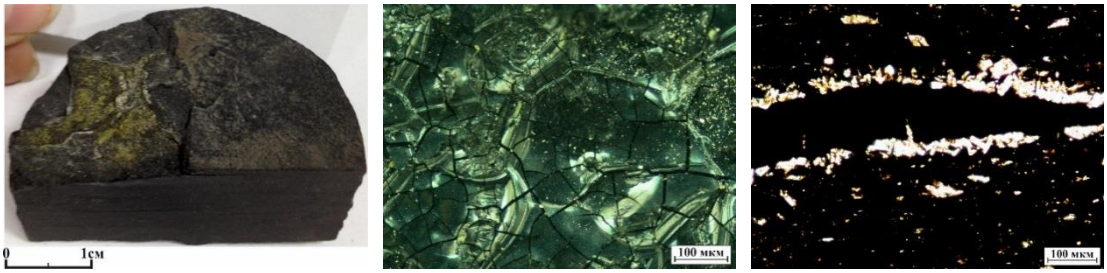
в г



д е

Рисунок 3.29 – Битумы в баженовской свите и ее аналогах, имеющие различную консистенцию (а, б) и размеры (в, г), а также кристаллы кварца с увеличенными фрагментами поверхностей их граней с микроструктурой пленок битумов, покрывающих их (д, е)
а – снимок РЭМ с пластично-вязким ванадиеносным тиобитумом (элементный спектр рядом со снимком); б – твердо-хрупкий битум; в – микропрослоек битума толщиной около 3 мкм и длиной более 60 мкм; г – образец с битумным прожилком мощностью около 6 мм и длиной более 80 мм; д, е – кристалы кварца, покрытые тонкими пленками битума, микротекстура которых приведена на врезках; месторождения: а, д, е – Маслиховское; в – Верхне-Салымское; б, г – Пальяновская площадь

На поверхности крупных каверн, трещин и/или пор, возникших в кремнистых и карбонатных типах пород, обычно встречаются минералы гидротермального происхождения, находящиеся в близкой ассоциации с Бит (см. Рисунки 3.27, 3.28). Образуются очень красивые сферовидные агрегаты халцедона с ритмично-зональным размещением в них микровключений нафтидной эмульсии (Рисунок 3.31г). Обычно непосредственно внутри каверн, покрытых гидротермальным мелкокристаллическим Кц, встречаются и кристаллы Кв, а также многочисленные агрегаты диккита и/или Кт, также имеющих гидротермальный генезис, промежутки между кристаллами которых, заполнены Бит коричневого цвета (Рисунок 3.32г, е).

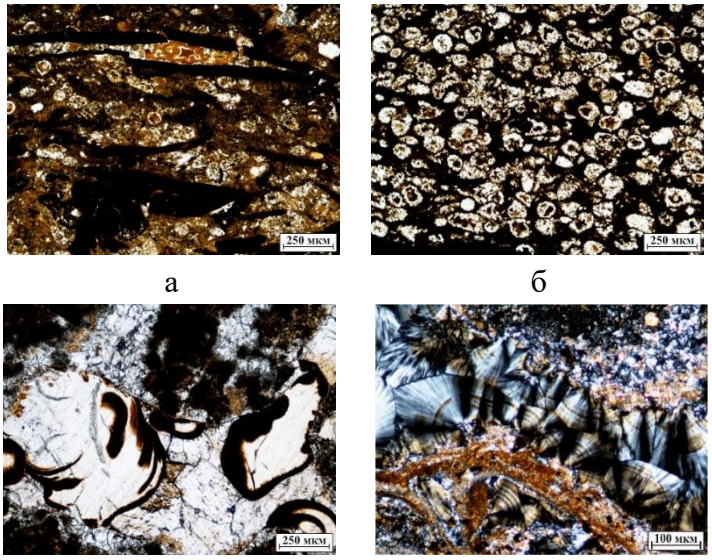


а б в

Рисунок 3.30 – Снимок образца с пленкой битума, на поверхности которого присутствует мелкокристаллическая самородная сера (а), увеличенный фрагмент поверхности битума, на которой отмечаются многочисленные мелкие кристаллы самородной серы (б) и прозрачный

петрографический шлиф с микролинзой битума, окруженной многочисленными мелкими кристаллами самородной серы (в), баженовская свита, а, в – Салымское месторождение, в – Пальяновская площадь

Не вызывает сомнения, что это вязкое почти черное вещество представляет собой Бит, в котором наряду с УВ основными компонентами являются гетеросоединения асфальто-смолистого состава, отложившиеся на поверхности каверн и трещин позднее образовавшихся минералов гидротермального происхождения (см. Рисунки 3.27-3.30) и пропитавший трещинно-поровое пространство пород (см. Рисунки 3.31, 3.32).



а б в г

Рисунок 3.31 – Битум в кремнистых и кремнисто-карбонатных типах пород баженовской свиты а – силицит-радиолярит, пропитанный битумом с агатовидным халцедоном гидротермального происхождения; б – радиолярит, поровое пространство в котором полностью пропитано битумом; в – халцедоновые стяжения в известняке с включениями битума; г – агатовидный халцедон в известняке с зональным распределением микровключений битума а-в – Баженовский полигон; г – Маслиховское месторождение

Становится очевидным тот факт, что практически вся эпигенетичная ёмкость, возникшая из $ОВ_{исх}$ в результате его превращения в УВ и Бит, заполнилась новообразованным Бит. Дополнительно нужно иметь в виду, что в следствие битуминизации пород БС они становятся достаточно «пластичными» (особенно в добавок с высоким содержанием глин), а потому в значительной степени уплотняются под действием нагрузки лежащих на них осадочных толщь мощностью 2.5-3.0 км. В отличие от битуминозных разновидностей, кремнистые и карбонатные отложения, в состоянии выдержать литостатическое давление и в той или иной степени сохранять возникшую в них в результате тектоно-гидротермального воздействия эпигенетическую пустотность, представляющую собой, в основном, каверны и трещины, которые заполнились нефтебитумом.

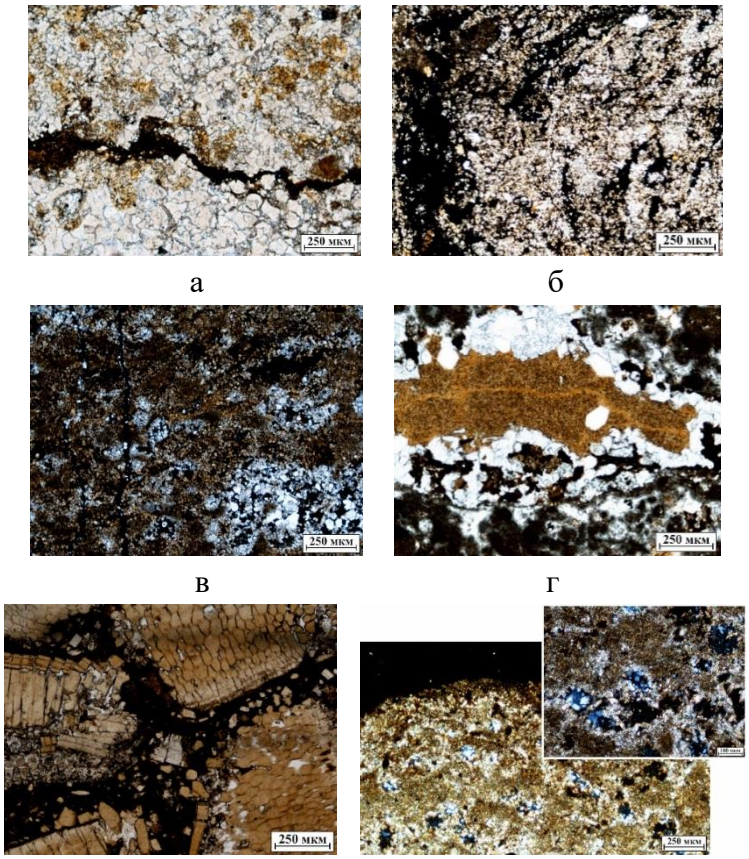


Рисунок 3.32 – Трещиновато-кавернозные и пористые разновидности карбонатных пород баженовской свиты, содержащие в себе термически метаморфизованный битум
а – трещиновато-микрокавернозный карбонатный радиолярит; б – мелкозернистый микрокавернозно-пористый известняк; в – микрокавернозно-трещиноватый известняк; г – карбонатный копролит с микрокаверной, заполненной кристаллическими агрегатами гидротермальных каолинита и кварца; д – трещиноватый ракушняк, пропитанный битумом; е – микрокавернозный известняк, каверны в котором заполнены гидротермальными кальцитомц и каолинитом, пропитанными битумом; а-д – Пальяновская, е – Средне-Назымская площади

Таким образом, в зонах тектоно-гидротермального воздействия на отложения баженовской и абалакской свит происходит активная генерация нафтидов и формирование вторичных коллекторов трещинного и трещинно-кавернозного типов. Поэтому все разновидности пород, входящие в состав БАК, можно условно разделить на два типа: генераторы нафтидов (породы с повышенным содержанием ОВ) и коллекторы (имеющие преимущественно кремнистый и карбонатный составы).

С целью оперативного разделения пород, слагающих БАК на два этих типа, можно использовать результаты пиролитических исследований. Первые имеют малоамплитудный пик S_1 или он вовсе отсутствует на их пирограммах и высокоамплитудный пик S_2, вторые, наоборот, характеризуются высоким пиком S_1, обычно также присутствует довольно высокоамплитудный пик S_2^0 и малоамплитудный пик S_2 (Рисунок 3.33).

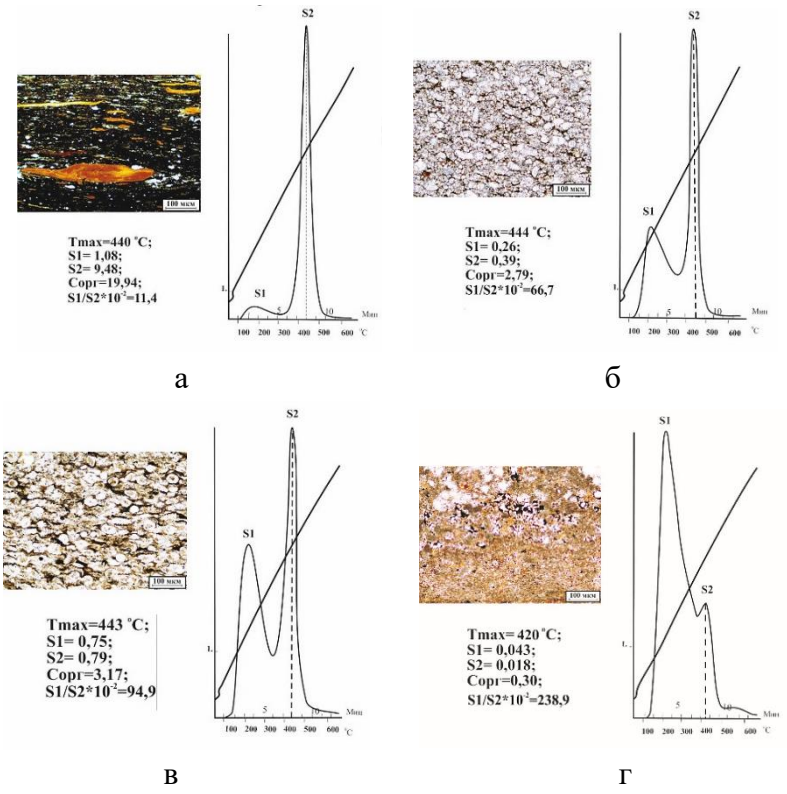


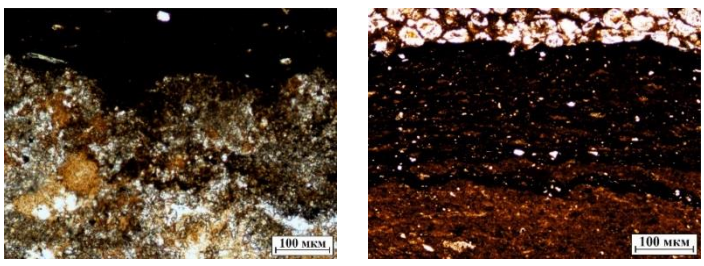
Рисунок 3.33 – Литолого-пиролитические характеристики различных типов пород в составе баженовской свиты Маслиховского месторождения
а – битуминозный кремнистый аргиллит с ихтиодетритом; б – карбонатный радиолярит; в – радиолярит; г – кремнистый известняк

Отношение S_1/S_2 для первого типа пород изменяется в пределах от 0 до примерно 0,30-0,35, а для второго - >0,35. В самых лучших породах-коллекторах, содержащих минимальное количество Бит и максимальную концентрацию нефтяных УВ, это отношение достигает значений 1-1,5 и даже более (см. Рисунок 3.33в, г).

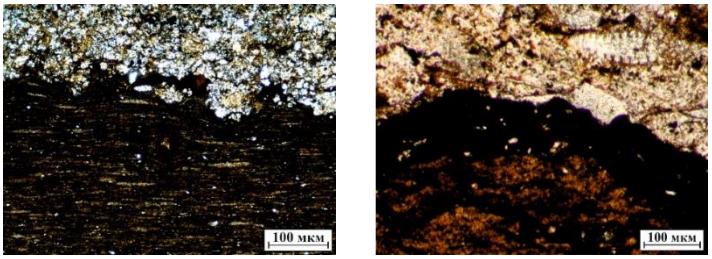
Из вышесказанного можно заключить, что породами-коллекторами в составе БАК, там где его отложения были подвержены тектоно-гидротермальному воздействию, становятся, главным образом, карбонатные и/или кремнистые разновидности пород, которые автор назвал потенциально продуктивными породами (ППП) [99; 101; 102; 118; 122; 129; 130; 146].

В прозрачных петрографических шлифах хорошо видно, как происходит пропитка пород-коллекторов Бит, генерируемым $ОВ_{исх}$, входящим в состав пород-генераторов нафтидов (Рисунок 3.34).

Интересно, что на границе между породами-коллекторами, представленными карбонатными и/или кремнистыми типами пород (ППП) и породами-генераторами, богатыми ОВ, часто формируется битуминозная прослойка, представляющая собою не что иное, как трещину флюидоразрыва, заполненную нефтебитумом или Бит.



а б



в г

Рисунок 3.34 – Фотографии прозрачных петрографических шлифов с граничной зоной на контакте пород-генераторов нафтидов и породами-коллекторами, обогащенной битумом; а – Средне-Назымская площадь, б, в – Баженовский полигон; г – Верхне-Салымское месторождение

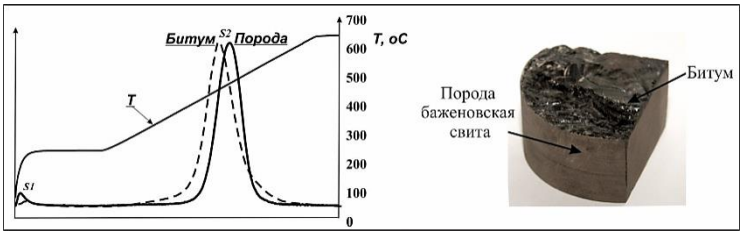
Сравнение пирограмм самостоятельных выделений Бит и образцов, в которых он находится, показывает, что они (пирограммы) являются практически одинаковыми, это может служить подтверждением того факта, что в образцах пород-генераторов в дисперсном виде присутствует тот же самый Бит, который выделяется в виде собственной фазы (продукт флюидоразрыва) в образцах в форме маломощных прослоев или прожилков (Рисунок 3.35а, б).

Присутствие маленьких пиков S_1 на пирограммах, принадлежащих Бит, обычно относится к «свободным» УВ. Но на спектре ЯМР битума отсутствуют сигналы, которые свидетельствовали бы о присутствии в нем именно «свободных» УВ, так как его сигнал не отличается от такового, придадлежащего шуму (Рисунок 3.29в).

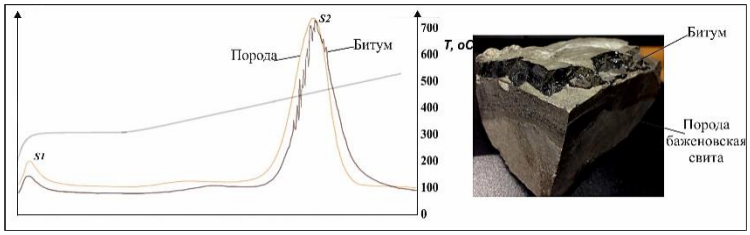
Этот вывод позволил заключить, что УВ присутствуют в Бит в виде «твёрдого» раствора и выделяются из него при температурах, когда эти УВ начинают испаряться [108; 110].

В отличие от битуминозных разностей пород, в кремнистых и карбонатных породах, являющихся коллекторами, главным по размерам является пик S_1, а не S_2, то есть в этих породах присутствуют в основном «свободные» УВ аллотигенного происхождения, в отличие от битуминозных разновидностей, пустотное пространство в которых заполнено автохтонным битумом. На спектрах релаксации ЯМР от аллотигенных УВ отображаетсят хорошо выраженный сигнал [110; 118; 120; 121].

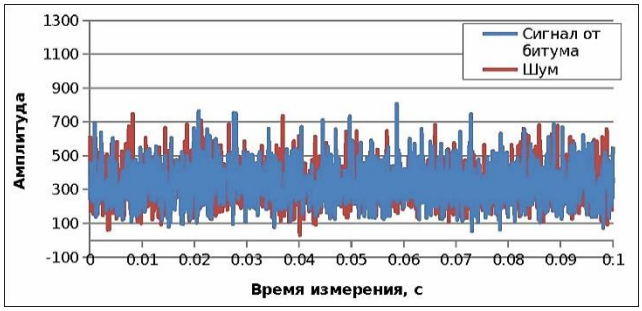
Например, поровое пространство кремнистого известняка наполнено легкими УВ (фракция ЛБА), с небольшим содержанием масел (фракция МБА) и малым количеством гетеросоединений (фракция СБА), которую условно можно считать бензольными смолами (Рисунок 3.36а). Для рассматриваемых образцов характерны высокие величины отношения S_1/S_2. Пик S_2^o на пирограммах этих образцов соответствует УВ, которые относятся в первую очередь к масляной фракции (МБА) и в меньшей степени к бензольным «лёгким» смолам (Рисунок 3.36а-в). С увеличением в составе нафтидов доли гетеросоединений (фракция САБА), присутствующих в порах и микрокавернах карбонатно-кремнистых пород, отмечается вполне закономерное снижение размера пика S_1 и, соответственно, величины S_1/S_2. Наблюдается исчезновение пика S_2^o, а хлороформенная вытяжка приобретает коричневый оттенок (Рисунок 3.36г).



а



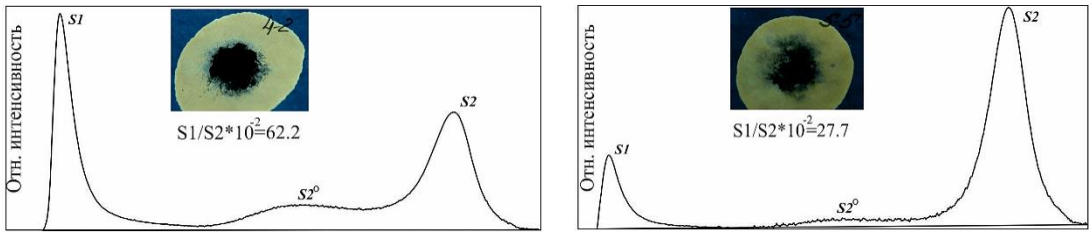
б



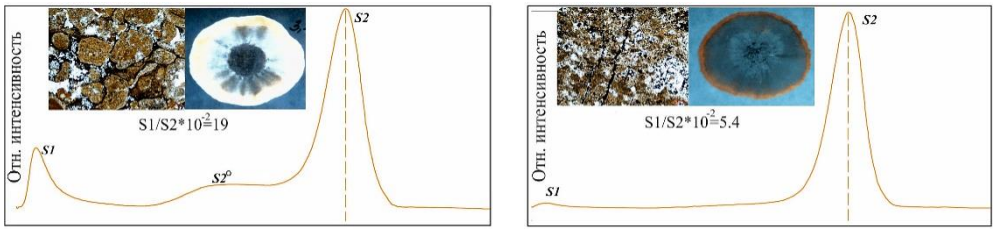
в

Рисунок 3.35 – Пирограммы битума и образцов пород баженовской свиты и нижнетутлеймской подсвиты (а и б, соответственно), а также спектры ЯМР битума и шума (в)
а – баженовская свита (по данным В.Н. Меленевского, ИНГГ СО РАН); б – нижнетутлеймская подсвита, Пальяновская площадь; в – релаксационные кривые ЯМР сигнала от образца битума, представленного на предыдущем снимке и шума

Отмеченные закономерности находят подтверждение в ширине колец капельной хроматограммы: отмечается постепенное снижение ширины при переходе от первого образца, с самой большой шириной кольца к четвёртому, у которого отмечается очень узкое кольцо хлорофоменной вытяжки, имеющей бурый (см. Рисунок 3.36г). Очень узкое кольцо вытяжки из этого образца, говорит о том, что присутствующий в нем Бит характеризуется крайне низкой растворимостью. Их крайне низкая растворимость в хлороформе свидетельствует о том, что образцы с этим битумом претерпели жесткое текторо-гидротермальное воздействие, причем ГФ обладали очень высокой температурой [120-122].



а б



в г

Рисунок 3.36 – Фотографии петрографических шлифов, результаты капельной хроматографии и пирограммы образцов, отобранных из нижнетутлеймской подсвиты (Пальяновская площадь) а – микропористый кремнистый известняк; б – слабо карбонатный силицит; в – фосфоритовый копролит; г – трещиноватый карбонатный радиолярит

Если порода-коллектор в БС, содержит в своем пустотном пространстве аллохтонный нафтид, в состав которого входят главным образом УВ масляной и керосиновой фракций (МБА и ЛБА), то цвет их капельной хлороформенной хроматограммы обладает светло-серым, почти белым цветом, а его пирограмма имеет широкий и высокоамплитудный пик S_2^o (Рисунок 3.37а). Причем T_{max} (S_2^o) характеризуется очень низким значением, равным всего 317 ^oC, что могло бы свидетельствовать о присутствии в составе этого кремнистого известняка ОВ низкой «зрелости» (см. Рисунок 3.37а). Присутствиее на пирограмме этого образца небольшого «плеча», расположенного справа от большого пика S_2^o, свидетельствует о присутствии в нем примеси асфальто-смолистых компонентов (САБА), термолиз которых приводит к возникновению малоамплитудного пика S_2 (см. Рисунок 3.37а). Судя по ширине кольца на капельной хроматограмме этого образца, можно утверждать, что в нем присутствует мало УВ, о чем свидетельствует низкое содержание в нем Сорг (0.38 %).

Цвет капли хлороформенной вытяжки из кремнистого известняка, свидетельствует о том, что в составе аллохтонного нефтебитума, находящегося в нем, кроме УВ, предятавляющих собой преимущественно МБА), отмечается высокое содержание асфальтенов и смол (САБА), термическое разложение которых при высокотемпературной задержке обусловило выделение большого количества УВ, входящих в состав пика S_2 (Рисунок 3.37б).

Концентрация нефтебитума в рассматриваемом образце больше почти в 16 раз, чем в предыдущем, что находит подтверждение в появлении на капельной хроматограмме очень широкого кольца, имеющего светло-коричневый цвет (см. Рисунок 3.37б).

В образце, представляющем собой сильно битуминозный глинистый силицит, концентрация Бит в котором достигает почти 50 %, вклад УВ, представленных фракцией ЛБА резко снижается, причём так сильно, что пик S_1, в состав которого они входят, практически не виден (Рисунок 3.37в). На его пирограмме ясно выделяется только пик S_2, в состав которого входят УВ, выделившиеся в результате термолиза, главным образом, асфальто-смолистых соединений (комплекс САБА), что находит подтверждение в темно-коричнемом специфическим цвете его капельной хроматограммы (см. Рисунок 3.37в). Поскольку полученная хлороформенная вытяжка имеет маленькую ширину, можно сделать заключение, что Бит является плохо растворимым в хлороформе из-за интенсивного термолиза ВФ, а потому состоит преимущественно из высокомолекулярных гетеросоединений.

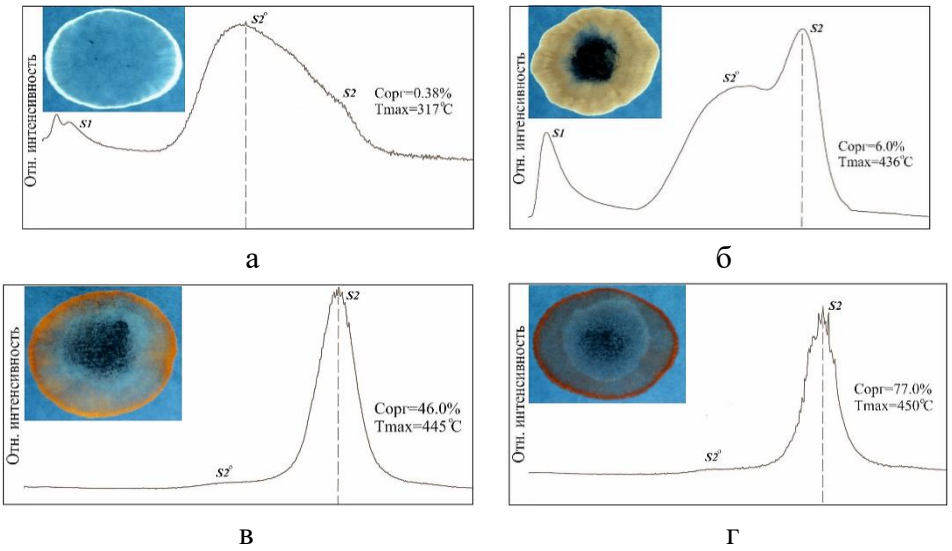


Рисунок 3.37 – Пирограммы и результаты капельной хроматографии образцов, отобранных из нижнетутлеймской подсвиты с различным содержанием в их составе нафтидов и битума (Ем-Еговская площадь)

а, б – кремнистые известняки; в – глинистый силицит сильно битуминозный; г – битум с мелкодисперсными включениями глинисто-карбонатного материала

На пирограмме последнего образца, представляющего собой интенсивно термически преобразованный высокоэнтальпийным флюидом (ВФ) Бит, также отчетливо виден только пик S_2, в состав которого входят УВ, появляющиеся вследствие термолиза асфальто-смолистых соединений, крайне слабо растворимых в хлороформе (Рисунок 3.37г). Об этом свидетельствует и хлороформенная вытяжка, имеющая темно-коричневый цвет, полученной из этого образца (камплекс САБА). Об очень слабой растворимости этого сильно термически преобразованного Бит также свидетельствует очень маленькая ширина кольца хлороформенной вытяжки (см. Рисунок 3.37г).

Необхоимо также обратить внимание на наблюдаемое закономерное увеличение значений T_{max} у образцов Бит с увеличением степени их термического преобразования, а также содержания в образцах. Степень термического преобразования Бит находится в тесной связи с ростом в них концентрации вклада асфальто-смолистых соединений (компоненты САБА) и нерастворимого в хлороформе карбонизированного остатка (см. Рисунок 3.37).

Результаты анализа масс-хроматограмм УВ, слагающих пик S_1 в образце, отобранном из БС, продемонстрировали, что при первой температурной задержке выделяются УВ нормального строения от метана до C_{25} и более высокомолекулярных УВ (Рисунок 3.38а). Причем главными являются УВ в интервале C_9-C_{20} с максимумом в узком интервале C_{10}-C_{15} (см. Рисунок 3.38а). На масс-хроматограмме также определены и изопреноиды, представленные, например, пристаном (Пр) и фитаном (Ф). Их отношение в изученном образце равно 1.33 (см. Рисунок 3.38а).

УВ, присутствующие на данной масс-хроматограмме, которые слагают пик S_2, имеют два главных отличия от таковой, пика S_1. Первое отличие заключается в том, что на обсуждаемой масс-хроматограмме в самом её начале выделяется высокоамплитудный широкий пик, связанный с выделением больших объемов метана и его ближайших гомологов (Рисунок 3.38б). Второе отличие заключается в том, что помимо нормальных алканов выделяется близкое по объему количество ненасыщенных УВ, то есть алкенов. Несмотря на это, распределение УВ, входящих в состав пиков S_1 и S_2 схожи (см. Рисунок 3.38а и б). Но значение отношения Пр/Ф, в

высокотемпературном пике S_2, увеличилось до 2. Для сравнения на этом же рисунке представлена хроматограмма нефти, полученной из пласта $Ю_0$ Салымского месторождения (Рисунок 3.38в). В целом распределение нормальных алканов на всех хроматограммах имеет близкий характер за исключением самых легких, содержание которых в нефти ожидаемо больше, чем в образце (см. Рисунок 3.38а-в).

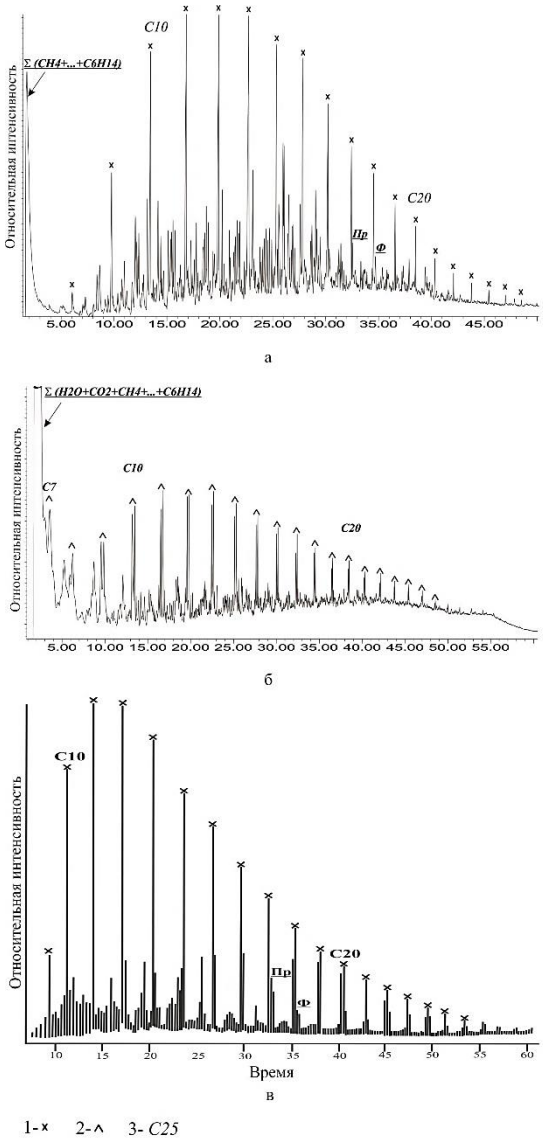


Рисунок 3.38 – Масс-хроматограммы по общему току (TIC) образца баженовской свиты (а, б) и хроматограмма «легкой» нефти (в)
а – продукты термодесорбции (350°С, 20 сек); б – продукты пиролиза (650°С, 20 сек) этого же образца, Верхне-Салымское месторождение (по данным В.Н. Меленевского, ИНГГ СО РАН); в – нефть из пласта $Ю_0$ Салымского месторождения (по [259])
Условные обозначения: 1 – пики алканов; 2 – дублеты н-алкенов и н-алканов; 3 – число атомов углерода в молекуле; Пр – пристан, Ф – фитан

Для того, чтобы подтвердить возможность воздействия на осадки Западно-Сибирского бассейна тектоно-гидротермального воздействия, необходимо оценить температуру, которую имели гидротермы, внедрявшиеся по тектоногенным трещинным дислокациям о эти осадки. Для этого воспользуемся результатами определеения палеотемператур ГФ с помощью метода термобарогеохимии. Для этого используем данные определения температур гомогенизации микровключений в «желтом» Кв, выполненные Ю.В. Щепёткиным (ЗапСибНИГНИ) на образцах этого гидротермального Кв, которые автор отобрал из трещин и каверн пласта $КС_1$, залегающего в самой кровле АС [301]. В кристаллах этого Кв присутствуют многочисленные микровключения нефтяной эмульсии, присутствие которых и обуславливает необычный желтый цвет микрокристаллов Кв. При охлаждении эти капельки разделились на три фазы, представленные

пузырьком газа, лёгкой нефти светло-желтого цвета и вязкой, почти черной фазы, представляюще собой, скорее всего, асфальто-смолистые вещества или Бит (Рисунок 3.39).

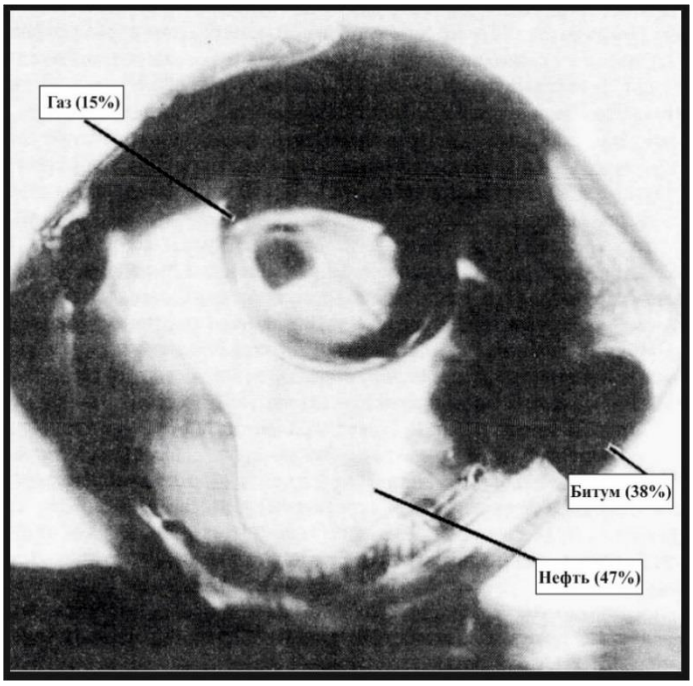


Рисунок 3.39 – Газово-жидкое включение в кристалле гидротермального кварца (по [199])

Нагрев кристаллов Кв, содержащих эти микровключения размером примерно 0,1 мм до температур 225-265 ºС, приводил к гомогенизации жидкой (нефтяной) и газовой фаз [301]. Однако полной гомогенизации всех трех фаз добиться не удалось, так как при температурах 330-360 ºС включения взрывались. Этот факт свидетельствует о том, что в микровключениях вследствие их нагрева возникали высокие давления, превышающие прочностные свойства микрокристаллов Кв. Кроме того, можно сделать вывод, что температуры палеогидротерм превышали упомянутые ранее 330-360 ºС, поскольку полной гомогенизации всех трех фаз не происходило.

Используя эти оценки палетемператур для проведения экспериментов с участием ГФ, был взят интервал температур, в пределах которого выполнялись гидротермальные опыты с участием отложений юрского возраста, содержащие ОВ (см. подраздел 2.2). Для гидротермальных экспериментов были отобраны образцы из участков, в пределах которых существует нормальный геотермический градиент, то есть, где осадки, вероятнее всего, не были подвержены тектоно-гидротермальному воздействию в их геологической истории.

Проанализируем полученные результаты ряда проведенных опытов с целью оценки степени воздействия ГФ, обладавших различной температурой и содержанием в их составе мольной доли CO_2, на ОВ в составе выбранных образцов.

После воздействия ГФ (Т = 275 ºС) на темно-серый углисто-алевритовый аргиллит, продолжительностью 19 суток последний изменил свой цвет на буровато-серый, кроме того, на нем образовались капли и плёнки Бит (Рисунок 3.40а, б). В составе этого битума (по результатам микрозондового анализа) отмечается S^o, что свидетельствует о том, что это не просто Бит, а тиобитум. На поверхности самой капли Бит образовались мелкие агрегаты железистого слабо магнезиального Хл гидротермального генезиса (Рисунок 3.40б).

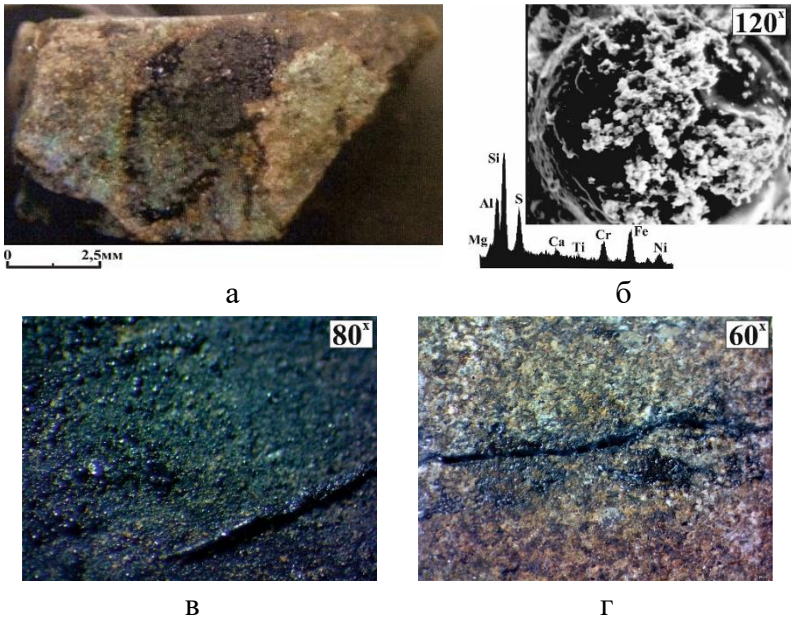
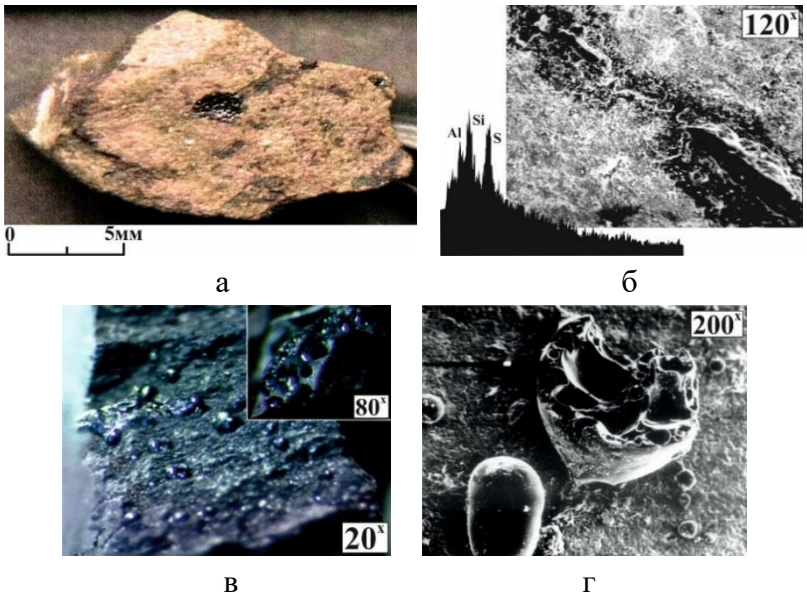


Рисунок 3.40 – Фотографии поверхности образцов после воздействия на них гидротермальных флюидов, имевших различный состав и температуру
а – углисто-алевритистый аргиллит. Т – 275°С, мольная доля углекислоты (χCO2) – 0.04, длительность опыта – 19 сут.; б – снимок РЭМ с каплей битума и элементный спектр с площади снимка, увеличено в 120 раз; в – углисто-алевритистый аргиллит, Т – 290°С, χCO2 – 0.079; г – углистый алевролит, Т - 290°С, χCO2 – 0.12. Давление гидротермального флюида во всех опытах равно 70 МПа

В результате воздействия ГФ (Т = 290 ºС) на углисто-алевритистый аргиллит, на протяжении 10 суток, на поверхности образца в большом количестве образовались мелкие капельки Бит, а также его тонкие плёнки, возникшие, вероятнее всего, по тонким прослойкам растительного детрита (Рисунок 3.40в). Кроме твёрдых капелек Бит, присутствующих на Рисунке 3.40а-в, встречается вязко-пластичный Бит, образовавшийся под воздействием высокотемпературного ГФ на прослои, сложенные растительным детритом. После их превращения в Бит вместо них возникли протяженные микротрещины (Рисунок 3.40г).

В результате воздействия ГФ (Т = 360 ºС) на протяжении 10 сут. на следующий образец углисто-алевритистого аргиллита, он также из тёмно-серого превратился в буровато-серый, а на нём образовались тонкие плёнки вязко-пластичного тио-Бит (Рисунок 3.41а, б). На месте растительного детрита, аналогично предыдущему эксперименту, вместо детрита, благодаря его превращению в тио-Бит, возникли протяженные микропоры, напоминающие по внешнему виду трещинки (Рисунок 3.41б).

После проведения гидротермального эксперимента с ГФ (Т = 390 ºС) протяженностью 10 сут. с образцом углистого аргиллита, на нем появилось множество мелких капелек тио-Бит, имевших твёрдо-хрупкую консистенцию (Рисунок 3.41в, г). Следует обратить внимание, что в образовавшихся капельках тио-Бит, присутствует множество пустот, возникших вследствие выделения из него газообразных фаз. Из-за генерации тио-Бит газообразных и жидких продуктов, объем которых на много больше объема, занимавшегося $ОВ_{исх}$, происходит флюидоразрыв пород, являющихся главными генераторами нафтидов.



а б в г

Рисунок 3.41 – Фотографии образцов и генерированного ими битума после воздействия на них гидротермальных флюидов, имевших различный состав и температуру
а – углисто-алевритистый аргиллит, Т - 360°С, мольная доля углекислоты (χCO_2) – 0.006; б – снимок РЭМ и элементный спектр, полученный с пленки битума, находящейся на поверхности того же образца; в – углистый аргиллит, Т - 390°С, χCO_2 – 0; на врезке представлена фотография обломка капли битума, извлеченного из осадка; г – снимок РЭМ поверхности того же образца с находящимися на нем каплями битума, содержащими в себе пустоты от выделившихся газообразных продуктов аквапиролиза. Давление гидротермального флюида во всех опытах равно 70 МПа

Изучение состава газовой фазы, образовавшейся после проведенных опытов с участием ГФ с использованием хроматографического анализа, показало, что она, помимо воды, включает в себя CO, H_2, N_2, CO_2, CH_4 и его гомологи, что важно, содержание гомологов метана превышает его собственное содержание (см. подраздел 2.2) и [104].

Ранее уже отмечалось, что в составе Бит, присутствующего в породах-генераторах (богатых ОВ) пик S_1 имеет очень маленькую амплитуду, либо вовсе отсутствует (см. Рисунки 3.33, 3.35-3.37), что свидетельствует либо о полном отсутствии УВ нефтяного ряда в составе Бит, либо о том, что они находятся в виде «твердого раствора», поскольку на спектре ЯМР отсутствует их сигнал (см. Рисунок 3.35).

На Рисунке 3.14 приведены спектры ЯМР, полученные на образце радиолярита (порода-коллектор) и силицита (порода-генератор). В первом случае пористость по данным ЯМР получилась равной 11.4%, а во втором – всего 2.7%. Причем скорее всего, в последнем случае это пористость или поры заняты преимущественно связанной водой (судя по очень коротким временам релаксации).

Если же внимательно посмотреть фотографии петрографических шлифов тех же радиоляритов (см. Рисунки 3.14б, 3.31б, 3.34б), то легко заметить, что их пористость и, соответственно объем пор, занятый Бит, составляет порядка 28-30% и даже более. Возникает вопрос: почему по данным ЯМР спектроскопии в них отмечается всего около 11% пор, занятых «свободными» УВ? Ответ достаточно прост - это означает, что поровое пространство в радиоляритах занято нефтебитумом, то есть обычным или истинным раствором УВ нефтяного ряда в Бит. Именно от них на спектре ЯМР (наряду со связанной водой) появляется сигнал, и они (УВ) люминесцируют в ультрафиолетовом свете (см. Рисунок 3.14а-в). Остальные 17-19%

порового пространства радиоляритов заполнено Бит, в котором также могут присутствовать УВ, но не в форме истинного, а «твердого» раствора, которые наряду с Бит не дают сигнала на спектре ЯМР (см. Рисунок 3.35). В этой связи следует отметить четкую закономерность, которая заключается в том, что породы-коллекторы, присутствующие в составе БС часто бывают почти полностью заполненными Бит или вязким нефтебитумом, в отличие от таковых, присутствующих в составе абалакской свиты (АС), в которых содержание Бит невелико и они заполнены преимущественно «чистой» нефтью, так как Бит, из-за его вязко-пластичного и/или твердо-хрупкого состояния, главным образом, остается в составе БС, делая её отложения *битуминозными*.

Сказанное подтверждается результатами определения группового и углеводородного состава битумоидов, а также распределением нормальных алканов, извлеченных из породы-коллектора (образец 2), представленного фосфоритовым копролитом и пород-генераторов (образцы 1, 3-10), являющихся в различной степени битуминозными и карбонатными глинисто-кремнистыми породами (Таблица 3.3). В первом (копролите) примерно в 4 раза выше содержание хлороформенного битумоида, чем в последних. В нем самая высокая концентрация насыщенных УВ и суммарное содержание УВ, напротив, минимальная концентрация смол и особенно асфальтенов (см. Таблицу 3.3). Причем максимальное содержание нормальных алаканов в образце 2, приходится на C_{13}, содержание которого превышает на порядок концентрацию аналогичного алкана в экстрактах, полученных из пород-генераторов нафтидов (Таблица 3.4).

Вернемся к «твердым» растворам УВ в Бит и попробуем смоделировать механизм их формирования. С целью более детального исследования обнаруженного феномена было выполнено моделирование процесса образования «твердых» растворов УВ экспериментально. Для этого использовался спиртобензольный (С/Б) экстракт, полученный в результате экстрагирования горячей С/Б смесью нефтенасыщенного керна [110].

Таблица 3.3 – Групповой и углеводородный составы битумоидов, экстрагированных из образцов нижнетутлеймской подсвиты, отобранных из скв. 153 Пальяновской площади

№ обр.	Глубина отбора, м	Выход в % на породу		β, %	Групповой состав, в % на битумоид							Насыщенные УВ/ароматические УВ	Смолы/ асфальтеновые компо-ненты	Углеводороный состав,%	
					Углеводороды			Смолы			Ас-фальтены				
		$С_{орг}$	$Б_{хл}$		Насыщенные	Ароматические	сумма	Бензольные	Спиртобензольные	Сумма				Насыщенные	Ароматические
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
1	2658,18	8,2	0,46	4,60	34,37	27,76	62,13	13,24	18,01	31,25	6,62	1,24	4,72	55,33	44,67
2	2663,54	7,4	1,89	20,93	70,75	13,99	84,75	7,08	6,60	13,68	1,57	5,06	8,70	83,49	16,51
3	2664,05	12,2	0,80	5,38	33,27	23,40	56,67	8,90	20,89	29,79	13,54	1,42	2,20	58,70	41,30
4	2665,25	5,3	0,43	6,65	27,51	24,72	52,23	14,50	21,56	36,06	11,71	1,11	3,08	52,67	47,33
5	2667,69	9,8	0,73	6,11	19,47	28,55	48,02	21,52	23,72	45,24	6,73	0,68	6,72	40,55	59,45
7	2669,28	9,3	0,91	8,02	13,26	26,84	40,10	20,45	25,40	45,85	14,06	0,49	3,26	33,07	66,93
8	2670,37	9,7	1,07	9,04	13,78	26,74	40,52	21,15	23,33	44,47	15,01	0,52	2,96	34,01	65,99
9	2673,06	11,5	0,98	6,99	17,92	25,45	43,38	22,21	21,56	43,77	12,86	0,70	3,40	41,32	58,68
10	2673,90	4,0	0,36	7,38	15,28	34,63	49,92	17,56	27,64	45,20	4,88	0,44	9,27	30,62	69,38
11	2677,41	2,0	0,16	6,56	41,74	18,22	59,97	8,47	12,63	21,09	18,94	2,29	1,11	69,61	30,39

Таблица 3.4 – Распределение нормальных алканов в насыщенной фракции битумоидов, экстрагированных из образцов баженовской свиты, отобранных из скв. 153 Пальяновской площади

Глубина, м	в % на сумму нормальных алканов															
	C_{10}	C_{11}	C_{12}	C_{13}	C_{14}	C_{15}	C_{16}	C_{17}	C_{18}	C_{19}	C_{20}	C_{21}	C_{22}	C_{23}	C_{24}	C_{25}
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
2658,18	0,00	0,01	0,02	0,02	0,69	4,54	8,46	9,94	9,25	9,76	8,46	8,00	7,01	6,08	5,02	4,62
2663,54	0,00	0,01	0,02	0,20	1,42	4,99	8,61	10,74	10,21	9,85	8,96	7,89	6,73	5,86	4,67	4,00
2664,05	0,00	0,01	0,02	0,07	1,72	6,32	9,87	11,03	10,07	9,93	8,53	7,58	6,26	5,34	4,53	3,79
2665,25	0,00	0,01	0,02	0,02	0,43	3,88	9,08	11,55	11,38	10,52	9,22	8,08	7,03	5,79	4,66	3,82
2667,69	0,00	0,01	0,03	0,04	0,60	3,73	8,97	12,35	12,48	11,30	9,76	8,25	6,67	5,37	4,32	3,45
2669,28	0,00	0,02	0,04	0,04	0,16	2,26	8,52	13,20	13,50	11,58	10,40	7,88	6,51	4,98	4,40	3,46
2670,37	0,00	0,01	0,03	0,06	1,29	6,71	12,47	14,18	12,91	10,52	8,85	6,48	5,51	4,04	3,35	3,00
2673,06	0,00	0,02	0,04	0,05	1,24	7,45	13,51	14,88	12,67	10,30	8,20	6,55	5,24	4,08	3,30	2,60
2673,9	0,00	0,02	0,04	0,04	0,40	5,26	13,18	14,68	13,11	10,00	9,04	6,56	5,57	3,87	3,57	3,06
2677,41	0,00	0,01	0,01	0,02	0,53	4,90	10,70	12,90	11,94	10,85	8,94	7,46	6,47	5,10	4,24	3,46

Продолжение таблицы 3.4

Глубина, м	в % на сумму нормальных алканов														
	C_{26}	C_{27}	C_{28}	C_{29}	C_{30}	C_{31}	C_{32}	C_{33}	C_{34}	C_{35}	C_{36}	C_{37}	C_{38}	C_{39}	C_{40}
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
2658,18	3,68	3,33	2,35	2,23	1,73	1,40	1,00	0,77	0,58	0,41	0,25	0,16	0,11	0,08	0,04
2663,54	3,36	2,62	2,13	1,92	1,53	1,15	0,93	0,75	0,48	0,35	0,24	0,16	0,11	0,08	0,04
2664,05	3,03	2,49	1,90	1,60	1,44	1,15	0,97	0,75	0,56	0,39	0,24	0,17	0,12	0,08	0,07
2665,25	3,11	2,50	1,84	1,56	1,31	1,11	0,86	0,64	0,53	0,39	0,24	0,16	0,13	0,08	0,06
2667,69	2,85	2,18	1,72	1,44	1,28	0,92	0,65	0,52	0,36	0,28	0,18	0,11	0,07	0,06	0,04
2669,28	2,96	2,06	1,99	1,44	1,38	0,86	0,69	0,51	0,45	0,30	0,18	0,09	0,09	0,05	0,03
2670,37	2,41	1,67	1,49	1,14	1,12	0,76	0,60	0,43	0,35	0,24	0,15	0,09	0,08	0,05	0,04
2673,06	2,14	1,54	1,25	1,04	0,96	0,75	0,53	0,43	0,41	0,29	0,19	0,13	0,09	0,07	0,04
2673,9	2,68	1,73	1,68	1,18	1,32	0,71	0,66	0,46	0,45	0,27	0,18	0,09	0,08	0,06	0,04
2677,41	2,83	1,96	1,68	1,41	1,23	0,87	0,73	0,55	0,44	0,31	0,18	0,11	0,08	0,05	0,03

Суть эксперимента заключалась в следующем. Происходила постепенная термодистилляция полученного С/Б экстракта сначала при 87ºС, затем при 160ºС, далее при 250ºС, следом при 300ºС и, наконец, на завершающем этапе при 350ºС (Рисунок 3.42а, б). При этом строились кинетические кривые изменения массы экстракта и его объемного водородосодержания (ОВС) по данным ЯМР-релаксометрии по мере его термодистилляции (Рисунок 3.42в).

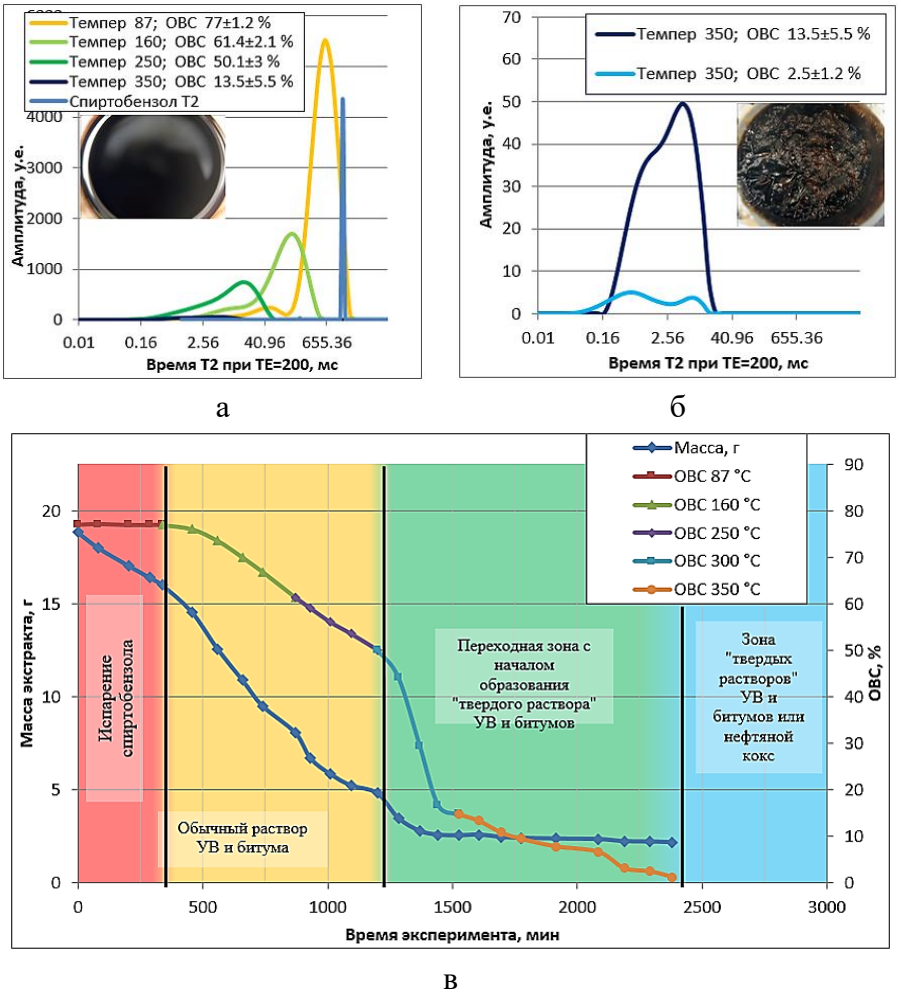


Рисунок 3.42 – Спектры времени релаксации Т2 (а, б) спиртобензольного экстракта и зависимость его объемного водородосодержания (ОВС) от его массы по мере его термодистилляции от 87 до 350°С (в); на врезках показаны фотографии исходного экстракта (а) и конечного твердого битума (б)

Отметим, что на низкотемпературном этапе сушки экстракта (87 ºС) величина объемного водородосодержания (ОВС) практически не изменялась, что объясняется особенностями водородосодержания экстракта, или вернее говоря, его компонентов. Дело в том, что первоначально в составе экстракта присутствовал бензол, содержание водорода в котором составляет всего 7.7 %. Для сравнения отметим, что в нефти в среднем содержание водорода близко к 13 %, а в битуме - 11-12 %. Поскольку температура кипения С/Б экстракта близка к 80 ºС, то при температуре 87 ºС основная часть спирта и бензола выкипают, что ведет к опережающим потерям массы экстракта и в гораздо меньшей степени отражается на его ОВС из-за отмеченного выше низкого содержания водорода в бензоле (происходит относительное обогащение остающегося экстракта водородом).

Начиная с температуры 160 ºС и до температуры 250 ºС наблюдается практически параллельное расположение кинетических кривых изменения массы экстракта и его ОВС (см. Рисунок 3.42в). Начиная с температуры 300ºС отмечается опережающее (по сравнению со снижением массы экстракта) уменьшение величины ОВС экстракта, что может свидетельствовать о начале образования «твердых» растворов УВ в Бит, что и вызывает опережающее уменьшение сигнала ЯМР от жидких УВ, переходящих постепенно в «твердое» состояние (см. Рисунок 3.42в). При температуре 350ºС уменьшение массы экстракта практически полностью прекращается, но отмечается постепенное уменьшение его ОВС до нуля (см. Рисунок 3.42в). Начиная с этого момента все УВ, присутствовавшие в экстракте, перешли в форму «твердого раствора» и образовавшийся «метаморфизованный» Бит, по сути, превратился в нефтяной кокс (см. Рисунок 3.42б, в).

Объединяя обе переменные – массу экстракта и его ОВС в одну зависимость, получим график, на котором можно выделить четыре разные зоны (см. Рисунок 3.42в).

Первая зона – это зона в пределах которой происходило испарение основной части растворителя, представленного С/Б смесью (см. Рисунок 3.42в).

Вторая зона – это зона существования обычных «нормальных» растворов УВ и Бит, которая составляет примерно 78 % от первоначальной массы экстракта, освобожденного от С/Б растворителя.

Третья зона – это переходная зона, в которой присутствуют «твердые» и обычные растворы УВ в Бит, она составляет примерно 8.2 % от первоначальной массы экстракта (в котором уже не содержалась С/Б смесь).

Четвертая зона – это зона «твердых растворов» УВ в битуме или нефтяной кокс, сигнал ЯМР от которого имеет практически нулевую амплитуду; его доля составляет примерно 13.8 % от первоначальной массы экстракта, не содержащего С/Б смесь (см. Рисунок 3.42а-в).

Таким образом, если температура ГФ составляла порядка 300-350ºС, то вполне возможно образование «твердых» растворов УВ в Бит в процессе превращения $ОВ_{исх}$ в нафтиды (см. Рисунок 3.42).

Под термином битум (Бит) в настоящей работе понимаются каустобиолиты (Потонье, 1908), которые представляют собой эпигенетичный продукт по отношению к вмещающим их отложениям, образовавшийся из $ОВ_{исх}$, в результате его катагенетического или термического превращения. Кроме того, признается не обязательным их признаком способность растворяться в органических растворителях. Это обозначение термина Бит обладает генетической природой и близко к его определению, которое приводится в геологическом словаре [53].

Выполненные опыты с ГФ с использованием образцов, содержащих большое количество ОВ, позволили установить, что при использованных в экспериментах температурах от 235 ºС и выше отмечается генерация Бит из $ОВ_{исх}$. Исходя из установленного факта можно предположить, что образцы БС, поровое пространство в которых заполнено Бит, подвергались воздействию ГФ, имевших температуры, не менее 235 ºС. Поэтому можно смело утверждать, что образцы БС, поднятые из скважин, по мешьшей мере, в высокотемпературных участках, однозначно представляют собой битуминозные разновидности, то есть в результате воздействия ВФ и/или ГФ всё $ОВ_{исх}$, входившее в их состав, певратилось в Бит и УВ.

Эти интервалы, где $ОВ_{исх}$ превратилось в Бит, Л.В. Ровнина назвала «мёртвой зоной», которая, по её мнению, «…выражается в сильной преобразованности органического вещества (полная углефикация аморфного вещества, микрофитопланктона, спор и пыльцы)» [249]. Эти зоны были встречены ею не только на Салымском месторождении, но и на Красноленинском

своде в породах нижнетутлеймской подсвиты, являющейся аналогом БС, распространенным в западной части плиты [249].

На основе полученных данных можно сделать следующие предположения.

На пирограммах различных образцов пик S_1 свидетельствует о неодинаковых физико-химических формах, входящих в его состав нафтидов и способах их образования.

Например, поскольку на пирограммах богатых ОВ образцов, претерпевших невысокую стадию термического превращения (катагегнеза), интервал температур в котором наблюдается появление пика S_1 полностью совпадает с температурным интервалом образования Бит (см. Рисунки 3.40 и 3.41), то можно утверждать, что появление пика S_1 на пирограммах таких образцов свидетельствует о превращении $ОВ_{исх}$ в Бит. То есть пик S_1 состоит из УВ, выделяющихся из $ОВ_{исх}$ в результате его превращения в Бит. Высокотемпературный пик S_2, присутствующий на пирограммах этих же образцов, возникает в результате термического разложения Бит, который образовался на первой (низкотемпературной) задержке (300 ºС).

С совершенно иными причинами связано образование пика S_1 на пирограммах образцов БС, которые были получены в пределах участков с аномально высокими современными температурами, в которых $ОВ_{исх}$, уже оказалось превращенным в Бит. В рассматриваемом варианте пик S_1 состоит из параавтохтонных и автохтонных УВ, входящих в состав Бит в виде молекулярных (истинных) и/или так называемых «твёрдых» растворов. Эти УВ испаряются из Бит при первой (низкотемпературной) задержке в процессе пиролитических исследований. Поскольку в составе таких образцов присутствует Бит, претерпевший сильное термическое (гидротермальное) воздействие, то он разлагается при высоких значениях T_{max} и обладает небольшой величиной водородного индекса (HI), так как преимущественно состоит из асфальто-смолистых компонент.

Следующий случай появления пика S_1 наблюдается при рассмотрении пирограмм, принадлежащих породам-коллекторам, входящим в состав БАК, то есть к карбонатным и кремнистым разновидностям или к потенциально продуктивным породам (ППП). В этом случае в составе пика S_1 находятся аллохтонные нефть и/или нефтебитумы, эмигрировавшие в них из литотипов богатых ОВ, которые относятся к классу пород-генераторов или нефтематеринских пород, присутствующих в БС. На пирограммах этого типа пород присутствуют «маленькие» пики S_2 образующиеся при сравнительно низких величинах T_{max} и характеризующиеся малыми значениями HI, поскольку главными компонентами, влияющими на величину значений $C_{орг}$ являются УВ, слагающие пик S_1. Для рассматриваемого типа образцов обычными являются большие величины отношений S_1/S_2, которые часто бывают выше единицы.

Тот факт, что на пирограммах образцов, взятых из скважин, пробуренных в участках с аномально высокими пластовыми температурами в кровле БС, УВ, из которых состоит пик S_1, присутствуют в Бит в виде «твердых» растворов находит подтверждение в их аналогичном УВ составе с лёгким типом салымских нефтей (см. Рисунок 3.38а, в).

Следует обратить внимание на интересный факт, заключающийся в том, что УВ, представленные алканами и алкенами, слагающими пик S_2 этого же образца, обладают аналогичным УВ составом, что и таковые входящие в состав пика S_1 (см. Рисунок 3.38а, б).

Необходимо отметить, что возникающий из-за гидротермального воздействия на $ОВ_{исх}$ Бит, не всегда представляет собой «аморфное гелефицированное вещество». Нередко он присутствует в виде «псевдоморфоз» по первоначальным органическим остаткам, заполняя оставшееся от них пространство. Обычно это относится к Бит, который возник за счет пыльцы, спор и/или остатков водорослей. Споры и пыльца являются самыми устойчивыми компонентами

по отношению к высокотемпературному гидротермальному воздействию, а потому довольно часто сохраняются в своей первоначальной форме несмотря на то, что их «мобильная» часть превратилась в Бит.

Резюмируем полученные в настоящем подразделе результаты:

1. Гидротермальное моделирование с использованием образцов, в которых присутствует $ОВ_{исх}$ смешанного сапропелево- гумусового состава при температурах ГФ, имеющего 235 ºС и выше показало, что это ОВ превращается в Бит.

2. можно предположить, что мацералы разного состава, присутствующие в $ОВ_{исх}$ в зависимости от их термической истории катагенетического преобразования, обладают различной начальной температурой перехода в Бит, поэтому считается необходимым кроме определения величины T_{max}, фиксировать значение T_{min}, которая соответствует максимальной скорости выхода УВ, слагающих пик S_1.

3. Так как температуры, при которых в экспериментах с ГФ наблюдалось возникновение из $ОВ_{исх}$ Бит, совпадают с температурным интервалом, в котором на пирограммах этих же образцов появляется пик S_1, то можно сделать однозначный вывод, что при проведении пиролиза слабо термически измененного $ОВ_{исх}$, пик S_1 свидетельствует о трансформации этого $ОВ_{исх}$ в Бит, сопровождающегося выделением легких УВ, которые и слагают пик S_1.

4. На пирограммах тех же образцов пик S_2 сложен УВ, которые выделяются из Бит, который уже образовался к этому моменту на первой «низкотемпературной» задержке при проведении пиролиза.

5. Так как по данным выполненного анализа палеотемператур методом гомогенизации газово-жидких включений (Салымское месторождение), они были гораздо выше, чем в проведенных гидротермальных экспериментах, то вполне справедливо считать, что все ОВ, входящее в состав БС в образцах, отобранных из высокотемпературных участков этого месторождения, обязательно превратилось в Бит.

6. Пик S_1, присутствующий на пирограммах различных типов образцов несёт неодинаковую информацию:

- в слабо катагенетически (термически) преобразованных нефтематеринских отложениях его присутствие на пирограммах свидетельствует о превращении $ОВ_{исх}$ в Бит;
- УВ, содержащиеся в сильно термически и/или гидротермально преобразованных нефтематеринских породах, присутствуют в Бит, главным образом, в виде «твёрдых» растворов;
- в пик S_1, присутствующий на пирограммах пород-коллекторов, входящих в состав БС, представляет собой нефтяные УВ, которые присутствуют в порах и трещинах этих пород, состоящих из кремнистого и/или карбонатного материала (ППП);
- на пирограммах этих типов пород-коллекторов часто присутствует высокоамплитудный пик S_2^o, в состав которого входят средне- и более высокомолекулярные УВ, представляющие собой масляную фракцию, а также, возможно, бензольные смолы.

7. На пирограммах любых образцов пик S_2, всегда состоит из УВ, выделяющихся при термолизе Бит имеющего или нативное (т.е. уже бывшего в составе образца) или возникшего в результате пиролиза из $ОВ_{исх}$.

8. С ростом температуры ВФ и/или ГФ, воздействующих на осадки БС, отмечается все большее количество образующихся из $ОВ_{исх}$ УВ и тем интенсивнее термолиз и карбонизация остающегося битумного вещества, что проявляется в уменьшении амплитуд обоих пиков и

особенно пика S_1, вплоть до его полного исчезновения, а также резким уменьшением их растворимости в хлороформе и, напротив, увеличении величины T_{max}.

9. Бит, генерируемый $ОВ_{исх}$, приводит к возникновению флюидоразрывов в породах-генераторах нафтидов, из-за чего возникают тонкие линзочки и прослои, состоящие из этого Бит.

10. Возникающий в следствие гидротермального воздействия на породы-генераторы Бит, содержит в своем составе большое количество растворенной в них S^o, которая в процессе охлаждения Бит (при снижении их температуры ниже 120^{o}C) выделяется на их поверхности или по их периферии в виде многочисленных мелких кристаллов.

11. Генерируемые под воздействием высокоэнтальпийных гидротермальных растворов на $ОВ_{исх}$ битуминозные компоненты преимущественно остаются в породах-генераторах, превращая их в *битуминозные* отложения, а более легкие жидкие и газообразные УВ нефтяного ряда эмигрируют из них в породы-коллекторы.

12. Поровое пространство в породах-коллекторах, присутствующих непосредственно в БС (например, радиоляритах) заполнено нефтебитумом в составе которого «свободные» УВ обычно составляют не более 30-35 % от всего объема порового пространства, присутствующего в породах-коллекторах; остальной объем пор (65-70 %) занят Бит.

3.2.4. Уран в составе баженовской свиты и его перераспределение в результате тектоно-гидротермального воздействия

При подсчете запасов углеводородов (УВ) в битуминозных отложениях баженовской свиты (БС), предпринимавшихся различными группами специалистов, в качестве базовых геофизических методов для определения пористости использовались ядерно-физические, а именно, ГК и НКТ (в различных модификациях). Для выделения пород-коллекторов в составе БС и определения их пористости по данным нейтронных методов принималась трехкомпонентная модель водородосодержания битуминозных отложений:

$$W_п = К_{орг}(W_{орг}) + К_{гл}(W_{гл}) + К_п(W_{фл}), \quad (3.2)$$

где $W_п$ – суммарное водородосодержание битуминозных отложений;

$К_{орг}$ – объемное содержание твердого органического вещества (ОВ);

$W_{орг}$ – его водородный индекс;

$К_{гл}$ – объемное содержание глинистого материала;

$W_{гл}$ – его водородный индекс;

$К_п$ – пористость и $W_{фл}$ – водородный индекс порового флюида.

Так как между ОВ и ураном многими исследователями наблюдалась значимая, а в ряде случаев высоко корреляционная зависимость, то существует соблазн на основе такой зависимости по данным ГК определять концентрацию ОВ и его вклад в суммарное объемное водородосодержание отложений БС в соответствии с приведенным выше Уравнением 3.2. Действительно, уран является главным радиоактивным элементом в составе БС - его вклад в суммарную радиоактивность битуминозных отложений обычно составляет 80-90 % и более [66-68; 87; 88; 101; 102; 112; 114; 139; 186; 207; 208; 219; 227; 241; 256; 258; 282; 283].

Однако на распределение урана в составе БС влияет не только концентрация ОВ, но и другие компоненты в составе битуминозных отложений, а также геохимические и гидродинамические условия, существовавшие в момент отложения и раннего диагенеза осадков, затем эпигенетические процессы, вызывавшие растворение, перенос и переотложение урана.

Поэтому связь ОВ-уран или $C_{орг}$-U далеко не всегда является надежной и однозначной, что требует объяснения на основе детального рассмотрения поведения урана на различных стадиях формирования, а также последующих стадиях диа- и катагенетического преобразования отложений БС.

Существующие представления о поведении урана в процессе накопления и эпигенетического преобразования осадков с высоким содержанием органического вещества.

Выше уже отмечалось, что часто наблюдается повышенное содержания урана в породах, обогащенных ОВ (Рисунок 3.43). Были сделаны даже попытки найти единое уравнение регрессии содержания $C_{орг}$ от содержания U, которые, однако, не увенчались успехом [13]. Действительно, для каждого типа отложений, обогащенных $C_{орг}$, наблюдается своя зависимость, характеризующаяся той или иной силой связи между $C_{орг}$ и U (см. Рисунок 3.43). Однако одного присутствия в отложениях высокой концентрации ОВ вовсе недостаточно для того, чтобы они оказались обогащенными ураном. Примером таких отложений могут служить угли, часто встречающиеся, например, в отложениях тюменской свиты Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна, которые, однако, характеризуются очень низкой концентрацией в них U и очень слабой естественной радиоактивностью, что в комплексе гамма-каротажа и нейтронных методов ГИС позволяет легко выделять их в разрезах скважин. Очевидно, что степень качества и достоверности рассматриваемой связи зависит не только от содержания $C_{орг}$, но и от ряда других факторов. Рассмотрим их более подробно.

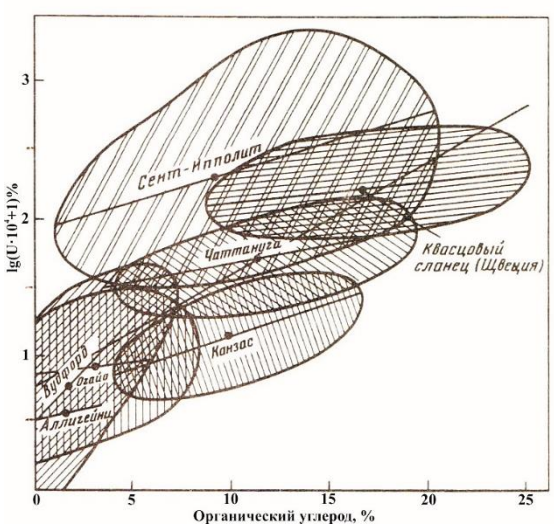


Рисунок. 3.43 – Соотношение между содержанием углерода и урана (по [13])

Гипогенный U^{+4}, присутствующий в составе минералов магматических пород, попадая в поверхностные (гипергенные) условия окисляется до U^{+6} и в этой валентности легко переходит в водорастворимое состояние в виде тех или иных комплексных соединений, среди которых в условиях, близких к нейтральным, преобладают карбонатные комплексы урана (Рисунок 3.44а). В форме тех же комплексных соединений U^{+6} вместе с речным стоком попадает в море [11; 13; 67; 68; 86; 89; 101; 102; 109; 112; 118; 164; 218; 241].

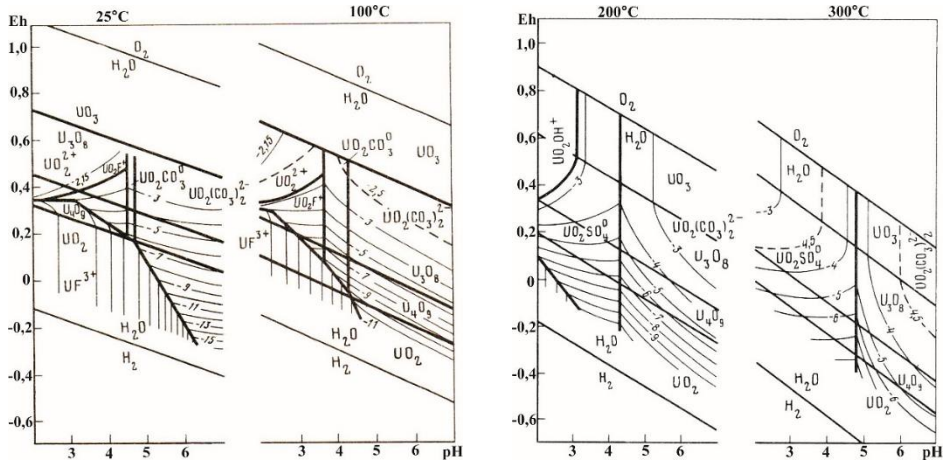


Рисунок 3.44 – Фрагменты Eh-pH-диаграмм полей устойчивости различных окислов урана и полей преобладания его комплексных соединений в растворе при различных температурах ∑[CO2] = 1,0 моль/кг H2O (по [64])

Поскольку уран является абиогенным элементом, то он не накапливается в фито- и зоопланктоне, а тем более в рыбах и млекопитающих, так как по мере приближения к вершине пищевой пирамиды его концентрация в живых организмах уменьшается [11]. Поэтому С.Г. Неручев в своей достаточно обстоятельной, но во многом спорной монографии был вынужден предположить, что во время накопления осадков, обогащенных ОВ, в морской воде существовала аномально высокая концентрация урана (по его мнению, за счет активной вулканической деятельности, сопровождавшейся выносом эндогенного урана гидротермальными растворами в морской бассейн, в котором отлагались осадки богатые ОВ) [218]. То есть, по его мнению, еще в живом состоянии морские организмы были «вынуждены» накапливать уран в своем теле из-за его высокой концентрации в морских водах. После отмирания морских организмов в процессе их диагенетического и эпигенетического преобразования происходило дополнительное концентрирование U в их телах, так как выделявшиеся из них в процессе их разложения жидкие и газообразные вещества не содержали и не выносили U вместе с собой [218]. В соответствии с его представлениями для накопления урана в осадках, обогащенных ОВ, вовсе необязательным было существование сероводородного заражения, что противоречит мнению подавляющего большинства исследователей, изучавших закономерности накопления урана в морских осадках, обогащенных ОВ [11; 67; 74; 87; 101; 102; 109; 112; 146; 186; 207; 220; 227; 236; 241; 283].

Проведенные исследования показали, что в придонном слое морской воды часто окислительно-восстановительный потенциал (Eh) имеет недостаточно низкое значение для перехода растворимых комплексных соединений U^{6+} в нерастворимые соединения U^{4+} [11]. Поэтому можно предположить, что этот переход осуществляется непосредственно в иловом осадке, где величина Eh имеет достаточно низкие значения [11]. Обычно низкие значения Eh объясняются наличием сероводородного заражения илового осадка и придонных вод, возникающего вследствие гниения и разложения отмерших организмов, находящихся в его составе [11; 67; 74; 87; 101; 102; 109; 118; 227; 241; 283]. О существовании сероводородного заражения в период накопления осадков, обогащенных ОВ, косвенно свидетельствует повышенная концентрация в их составе фрамбоидального Пи [67; 87-89; 99; 102; 107; 118; 186; 282; 283; 285; 286].

Поскольку в иловом осадке концентрация карбонатных комплексов уранила (U^{6+}) уменьшается вследствие их разрушения и перехода в нерастворимое состояние в виде

соединений U^{4+}, то возникает градиент концентраций карбонатных комплексов уранила между их содержанием в придонной воде и в иловом осадке. Вследствие чего наблюдается их диффузия из придонной воды в осадок. Процесс диффузии карбонатных комплексов уранила в иловый осадок чрезвычайно медленный, что объясняется, главным образом, крайне низкой концентрацией их в морской воде, крупными размерами комплексов, их большой молекулярной массой и низкой температурой придонных вод. Поэтому большое значение на процесс концентрирования U^{4+} в иловом осадке будет оказывать скорость седиментации. При достаточно высокой скорости седиментации (в первую очередь за счет поступления в морской бассейн терригенного материала) осадок не будет «успевать» обогащаться соединениями U^{4+}. Поэтому для накопления в осадке соединений U^{4+} необходимо, чтобы процесс осадконакопления был чрезвычайно медленным, причем в составе осадков, по этой причине, будут преобладать аутигенные биогенные компоненты, из которых главными (как, например, в отложениях БС) являются ОВ и кремнезем. Иными словами, необходимо, чтобы скорость отложения осадков была меньше скорости диффузии комплексных соединений уранила в иловый осадок [11; 101].

Не менее сильными восстановителями чем сероводород, являются гуминовые кислоты, образующиеся наряду с ним в процессе окисления и разложения отмирающих животных и растительных морских организмов [74; 99]. В слабокислой среде образуются нерастворимые гуматы урана [74; 109; 200]. Вероятно, часть U накапливается в таком виде в иловом осадке. Однако в процессе диагенеза и катагенеза осадков гуматы разлагаются и U, вероятно, приобретает возможность мигрировать и переотлагаться.

По данным термодинамических расчетов при восстановлении комплексных соединений уранила наиболее устойчивой формой U^{4+} является его окисел (см. Рисунок 3.44а) [64]. Однако из приведенных выше данных следует, что он может входить в состав ураноорганических соединений (например, в форме рассмотренных выше гуматов), поэтому он связан с ОВ не только опосредованным способом (из-за формирования вследствие его разложения в осадке восстановительной обстановки), но и непосредственно входит в состав органических соединений, либо находится в адсорбированном состоянии на поверхности органических остатков [74; 87; 101; 118; 200; 218; 227; 236; 241; 283].

Тем не менее, до конца не ясно, в форме каких именно соединений U^{4+} присутствует сначала в иловом осадке, обогащенном ОВ, а затем по мере его диа- и катагенетического преобразования и превращения в черносланцевую толщу, в ней самой. Это объясняется его чрезвычайно рассеянным состоянием и, соответственно, отсутствием сколько-нибудь концентрированных форм, которые можно бы было диагностировать с помощью современных аналитических средств.

Сопоставляя содержание U в черных сланцах с различными минеральными компонентами и элементами, входящими в состав сланцев, удалось установить значимые положительные связи U с $C_{орг}$, фторапатитом, иногда Пи, Ca, Mn, Fe, P, S, TR, V, Ni, Mo, отрицательные – с K, Al [13; 64; 74; 101; 109; 227; 236; 241]. Следовательно, глинистые минералы, входящие в состав черных сланцев, не накапливают, а напротив, разбавляют его концентрацию в них.

Анализ степени прочности связи U с ОВ показал, что уран в ряде случаев, слабо связан с органикой и достаточно легко выщелачивается слабокислым раствором HCl (3 %) и даже дистиллированной водой [64; 200]. Причем, по данным тех же авторов, U приобретает повышенную подвижность в тех случаях, когда черносланцевые толщи подвергались активному катагенетическому (термобарическому) воздействию. По их мнению, вследствие катагенетического преобразования высокоуглеродистых пород происходит нарушение

сорбционных связей, существовавших до этого момента, между U и ОВ [74]. В целом, по данным различных исследователей, коэффициент корреляции связи Сорг-U изменяется в пределах от 0.42 до 0.80 [13; 87; 101; 102; 200; 241; 283].

Связь между U и фосфатами (фторапатитом), в отличие от ОВ, гораздо сильнее. Катагенетическое преобразование фосфатов не приводит к его высвобождению из них – он продолжает прочно удерживаться в их составе. Воздействие на урансодержащие фосфаты водных растворов также не вызывает его растворение и выщелачивание из них [74]. По данным различных авторов коэффициент корреляции связи U-P_2O_5 для пород, слагающих БС, а также других высокоуглеродистых отложений, изменяется от 0.56 до 0.92 [87; 101; 102; 227; 241; 283]. Здесь следует отметить, что под фосфатами понимаются как собственно фосфориты, изредка встречаемые также в разрезе БС в виде фосфоритовых копролитов (см. подраздел 3.2.2), так и ихтиодетрит, представленный обломками костей, зубов и чешуей [87; 101; 102; 227; 241; 283]. В ихтиодетрите концентрация U значительно выше, чем в фосфоритах. Считается, что накопление U фосфатами – длительный процесс, причем максимальная концентрация U отмечается в приповерхностной части фосфоритовых агрегатов, что особенно характерно для ихтиодетрита [87; 102; 109].

До настоящего времени нет точных сведений о том, каким образом фосфаты концентрируют уран, и в каком виде он входит в их состав. Поскольку размеры катионов Ca^{2+} и U^4 близки - 99 и 97 пм, соответственно, то большинством исследователей допускается изоморфное вхождение атомов U^{4+} в кристаллическую решетку фторапатита, чем и объясняется прочная связь урана с фосфатами [11; 87; 109; 241; 283]. Однако имеется и другая точка зрения, согласно которой уран в составе фосфатов присутствует не в виде изоморфной примеси, а образует выделения собственной минеральной фазы [А.Г. Сидоренко, 1981].

Таким образом, на концентрацию U в осадках, обогащенных ОВ, влияют, главным образом, следующие факторы:

- содержание U в морской воде и, в особенности, в придонной ее части;
- скорость диффузии карбонатных комплексов U^{6+} из придонной воды в иловый осадок;
- гидродинамическая активность придонных вод (наличие придонных течений обеспечивает приток свежих порций вод, содержащих комплексные соединения уранила);
- величина Eh (чем выше восстановительный потенциал иловых вод, тем эффективнее происходит восстановление хорошо растворимых карбонатных комплексов U^{6+} в практически нерастворимые соединения U^{4+});
- концентрация ОВ в иловом осадке;
- содержание фосфатов в иловом осадке;
- скорость седиментации;
- наличие или отсутствие наложенных на высокоуглеродистую толщу ката- или метагенетических (включая гидротермальные) процессов, приводящих к мобилизации и переотложению U как внутри толщи, так и за ее пределами.

Немного особняком стоит керитоподобный сильно окисленный, часто с высоким содержанием серы Бит, встречаемый в составе высокоуглеродистых толщ и, в частности, в отложениях БС (о чем более подробно будет сказано позднее), которые характеризуются высокими (часто рудными) концентрациями U [87; 236]. Судя по алифатической природе этих Бит можно предположить, что они возникли вследствие окисления нефти или близких к ней углеводородных продуктов, которые, в свою очередь, были генерированы высокоуглеродистыми отложениями в результате наложенных, например, гидротермальных процессов [87; 236]. Этот

сильно окисленный с высоким содержанием серы Бит, который по формальным признакам можно отнести к классам окси- и тиокеритов, в отличие от ОВ и фосфатов, содержит надежно диагностируемые микровключения минералов урана, чаще всего – настуран, реже – коффинит [236]. Микровключения настурана в керитоподобном Бит имеют размеры в среднем 10-20 мкм (Рисунок 3.45).

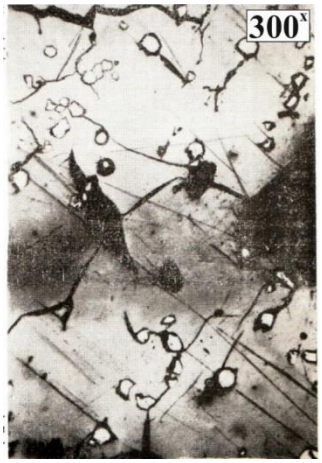


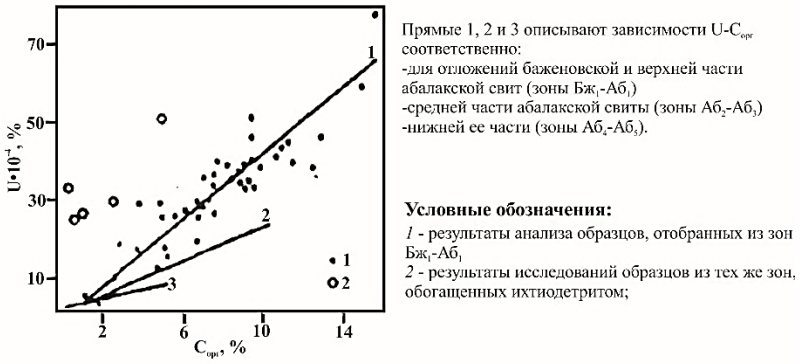
Рисунок 3.45 – Фотография поверхности аншлифа в отраженном свете с микровключениями настурана (светло-серое) в битуме (серое), ув. 300х (по [236])

Проведенный краткий анализ существующих представлений о распределении U в осадках, обогащенных ОВ, показал, что основными его концентраторами являются собственно само ОВ, а также фосфаты и окисленный Бит, напоминающий по своим свойствам окси- и/или тиокериты [11; 13; 74; 87; 101; 102; 200; 218; 236; 241; 283].

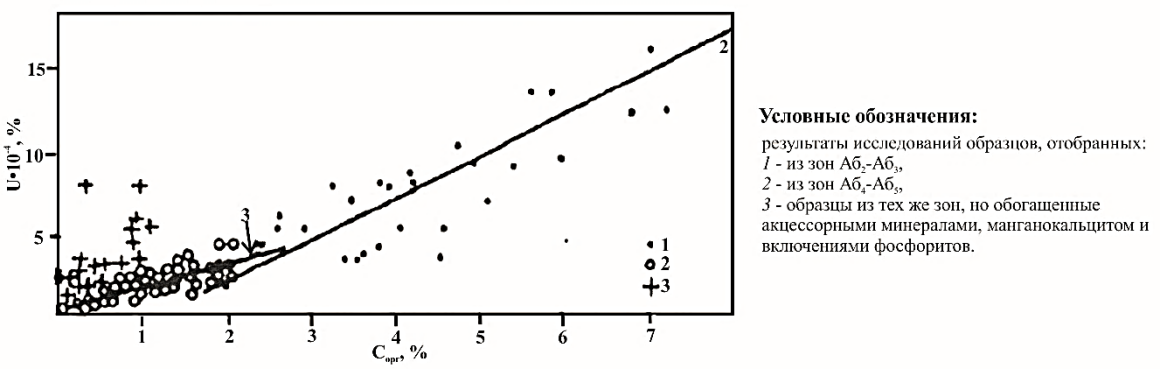
Уран в битуминозных отложениях БС

Очевидно, что в период отложения осадков БС, длившегося порядка 6-7 млн. лет, геохимическая и гидродинамическая обстановки в верхнеюрском морском бассейне не оставались постоянными, поэтому факторы, влияющие на концентрацию U в отложениях БС, которые были перечислены выше, также изменялись. Из-за этого зависимости, например, между U и Сорг, для образцов, отобранных из всего интервала верхнеюрских отложений, включая отложения баженовской и абалакской свит, имеют низкое значение коэффициента корреляции (Рисунок 3.46).

Если же разбить весь интервал верхнеюрских отложений, по крайней мере, на три части и исключить из зависимостей образцы, обогащенные фосфатами (обычно представленные ихтиодетритом) и образцы, содержащие в повышенных концентрациях акцессорные минералы типа циркона и монацита, то качество зависимостей значительно улучшится (см. Рисунок 3.46). Можно предположить, что основным фактором, влиявшим на степень концентрирования U верхнеюрскими осадками, служила величина Eh. Поэтому, при одной и той же концентрации в осадках Сорг, содержание в них U возрастает по мере перехода от нижней части абалакской свиты (АС) к ее средней, далее – к верхней ее части и собственно к отложениям БС в соответствии с ростом величины восстановительного потенциала в иловом осадке во время его накопления (см. Рисунок 3.46).



а



б

Рисунок 3.46 – Зависимость содержаний урана от концентрации органического углерода в различных зонах верхнеюрских отложений центральной части Красноленинского свода

При анализе закономерностей распределения U в различных литологических типах пород не рассматривались карбонатные разновидности, которые встречаются в разрезе верхнеюрских отложений. Это связано с тем, что, как правило, карбонатные литотипы выделяются в осадочных разрезах по данным геофизических методов пониженной суммарной радиоактивностью, что объясняется низким содержанием в них радиоактивных элементов. Однако в отложениях верхней части АС на границе с осадками БС были обнаружены образцы карбонатных пород с повышенной концентрацией U [101; 102]. Их исследования с использованием комплекса физических и химических методов показали, что кроме обычных карбонатных минералов (Кц, Дл) в них присутствует манганокальцит, а такие хорошо известные концентраторы U, как фосфаты, акцессорные минералы и ОВ, практически отсутствуют (первые) или находятся в виде незначительной примеси (последнее).

Сопоставление между собой содержания Mn и концентрации U в этих образцах позволило обнаружить надежную положительную связь между этими элементами (Рисунок 3.47).

Детальные исследования с помощью оптической и электронной микроскопии позволили установить наличие на поверхности микрозерен манганокальцита тонких пленок MnO (пиролюзит), которые придают этим образцам темно-серый цвет. Можно предположить, что обогащение манганокальцита ураном происходило благодаря восстановительным свойствам двуокиси марганца, которая в слабокислой среде способна восстанавливать U^{6+} в соответствии со следующей упрощенной реакцией:

$$Mn^{2+} + UO_{3\ (раствор)} + 2H^{+} = Mn^{3+} + UO_{2\ (осадок)} + H_2O. \quad (3.3)$$

Не исключено, что обогащение ураном известняков, имеющих в своем составе манганокальцит, могло происходить еще в седиментогенезе под действием кислых гидротерм,

активно переносящих комплексные соединения U^{6+}. Да и сам марганец мог поступать вместе с гидротермальными растворами, благодаря выносу которыми марганца и образовался собственно сам манганокальцит. Можно предположить также, что U осаждается не только и не столько за счет ионов марганца, входящих в состав манганокальцита, а в результате окисления ионов марганца, слагающих описанные выше тонкие пленки пиролюзита, покрывающие поверхность микрозерн, из которых состоит манганокальцит.

Таким образом, наряду с пониженными удельными сопротивлениями (за счет электропроводящих пленок пиролюзита), известняки, в состав которых входит манганокальцит, характеризуются также и повышенной радиоактивностью [101; 102]. Своеобразные петрофизические свойства этих известняков позволяют использовать их в качестве реперных пластов при корреляции верхнеюрских отложений, вскрытых разными скважинами на основе комплексирования электрических и радиоактивных методов ГИС.

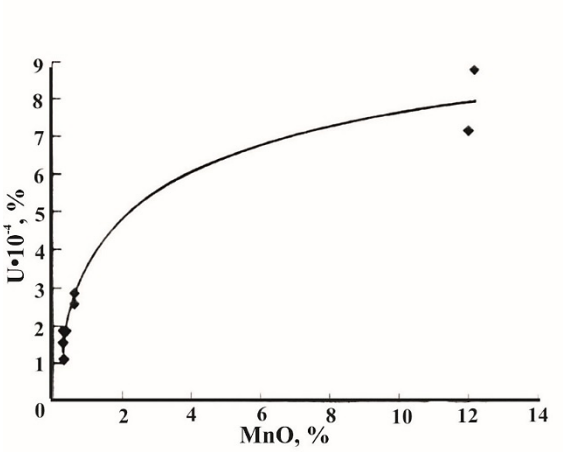
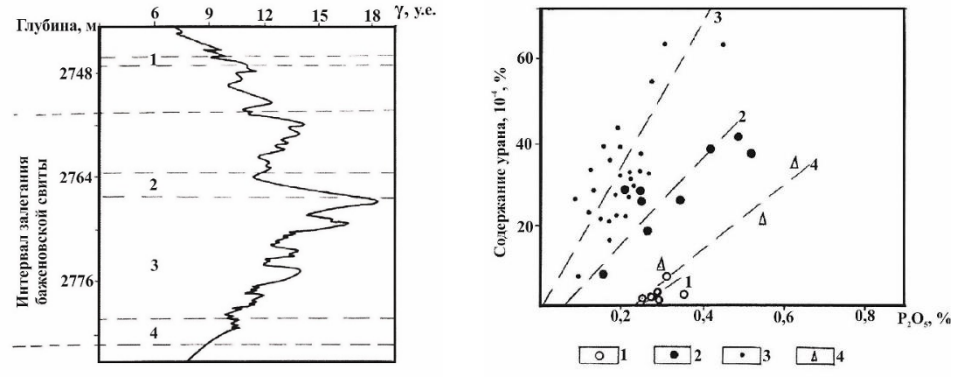


Рисунок 3.47 – Зависимость концентрации U от содержания MnO в карбонатных литотипах, в составе которых присутствует манганокальцит

Сопоставление содержания U с концентрацией P_2O_5 в образцах, отобранных из разреза БС, вскрытого скв. 118Э в пределах Салымского месторождения, показало, что в целом для всего разреза связь между сопоставляемыми параметрами практически отсутствует (Рисунок 3.48б). Если же разбить образцы на четыре группы, по числу интервалов из которых они были отобраны, то для каждой из них получим четыре высоко корреляционные зависимости (Рисунок 3.48).

Таким образом, обсуждаемая зависимость U-P_2O_5, как и рассмотренная ранее – U-Сорг заметно улучшаются при разделении образцов на несколько групп, соответствующих различным интервалам, в пределах которых, вероятно, существовали близкие геохимические, гидродинамические и прочие условия во время отложения этих осадков, а также при последующих их диа- и катагенетических преобразованиях.



а б

Рисунок 3.48 – Гамма-каротажная кривая в интервале залегания баженовской свиты с четырьмя интервалами отбора образцов (а) и зависимость U-P2O5 в образцах пород баженовской свиты (б); скв. 118 Салымского месторождения, нумерация условных обозначений соответствует номерам интервалов отбора образцов

Степень концентрирования U фосфатизированными остатками ихтиодетрита хорошо видна по плотности треков, оставляемых его делящимися ядрами (Рисунок 3.49).

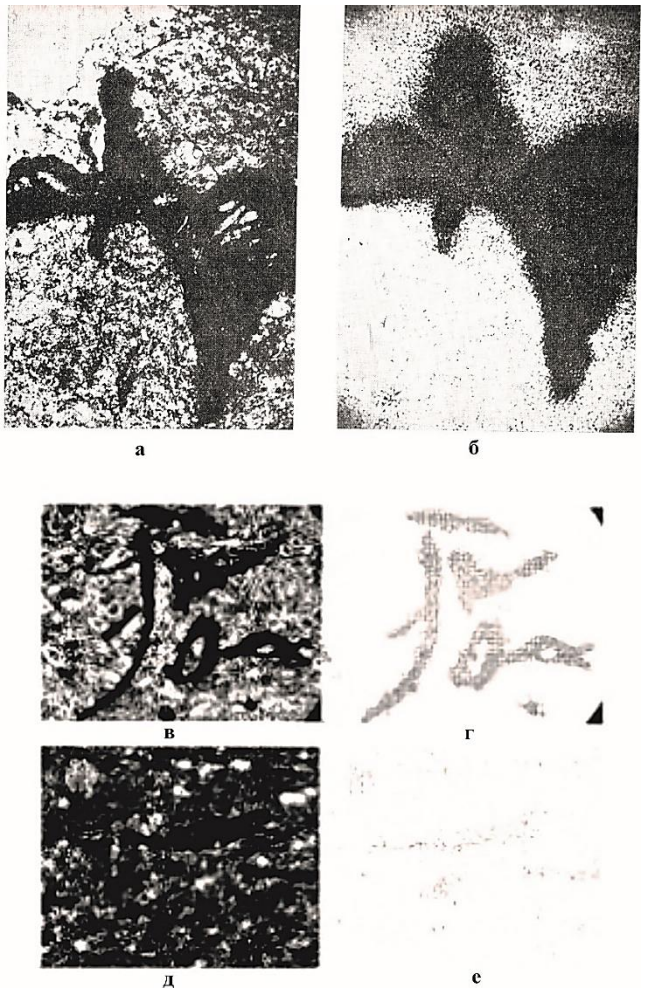


Рисунок 3.49 – Фотографии петрографических шлифов образцов с ихтиодетритом, отобранных из баженовской свиты: а, в, д – в проходящем свете и те же участки с трековой радиографией (б, г, е), (по [155; 283]), (пояснения в тексте)

Так на фотографиях петрографического шлифа, изготовленного из образца, отобранного из отложений БС, в пределах Лесной площади, отмечается максимальное содержание U (Рисунок

3.49а, б). На следующих двух снимках шлифа, изготовленного из образца, отобранного из одновозрастных отложений на Сургутском своде, отмечается более низкая концентрация U (Рисунок 3.49в, г). Наконец, на последних двух снимках шлифа, изготовленного из образца, также отобранного из отложений БС, в пределах Сургутского свода, присутствуют остатки ихтиодетрита с минимальной концентрацией в них U (Рисунок 3.49д, е). Таким образом, само по себе присутствие в составе битуминозных отложений ихтиодетрита не обязательно гарантирует их высокую радиоактивность. Необходимо также, чтобы геохимические, гидродинамические и прочие условия (см. выше) обеспечивали эффективное извлечение U ихтиодетритом.

Рассмотрим два маломощных высокорадиоактивных интервала в составе БС, вскрытых скв. 554Э в пределах Салымского месторождения (Рисунок 3.50а). Эти интервалы интересны не только высокой радиоактивностью, обусловленной большим содержанием в их составе U, но и тем, что они являются продуктивными – из них получены малодебитные притоки УВ [87] (см. также подраздел 3.2.2).

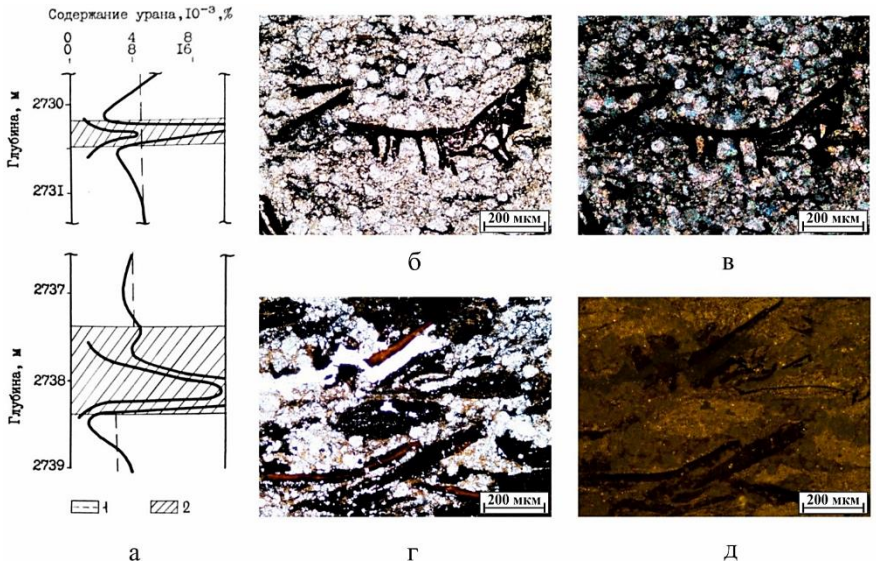


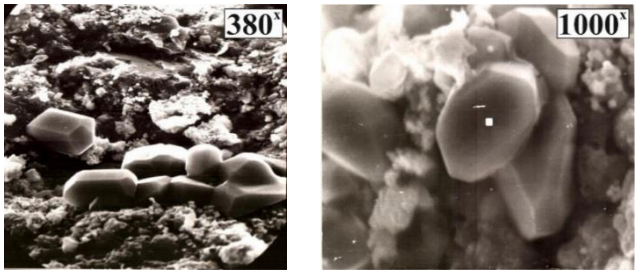
Рисунок 3.50 – Два высокорадиоактивных продуктивных интервала в отложениях баженовской свиты (скв. 554Э, Салымское месторождение), 1 – среднее значения содержания урана в интервале, 2 – интервалы залегания доломитового (верхний) и «пиритового» (нижний) пластов (а); доломитовый радиолярит в проходящем (б) и поляризованном (в) свете; «пиритовый» образец в проходящем (г) и отраженном (д) свете, красное на снимке (г) – смола

Верхний «радиоактивный» интервал, имеющий мощность около 35 см, представляет собой породу, сложенную, главным образом, доломитовым радиоляритом с небольшой примесью Кц (около 12-14 %), незначительным содержанием фрамбоидального Пи (около 3 %), остатками незамещенного карбонатами биогенного кремнезема (8-10 %) и сравнительно большим количеством ихтиодетрита (около 10-12 %), который в большинстве случаев имеет почти черный цвет (Рисунок 3.50б, в). ОВ, присутствующее в этом образце, представляет собой исключительно черный керитовидный сильно окисленный почти твердый Бит, заполняющий пустоты между раковинками радиолярий и частично выщелоченные остатки ихтиодетрита (см. Рисунок 3.50б, в). Открытая пористость рассматриваемой породы составляет в среднем 8-10 %.

Нижний «радиоактивный» интервал имеет мощность около 1 м и более экзотический вещественный состав. Он представляет собой «пиритовый» пласт, состоящий, главным образом, из мелкозернистого Пи (обычно фрамбоидального), содержание которого варьирует в пределах 40-60 % (Рисунок 3.50 г, д). Кроме того, в его составе присутствует Дл (10-15 %), Кц (5-7 %), Сид

(6-8 %) и примесь Кв (3-5 %). ОВ, как и в верхнем пласте, представлено исключительно керитоподобным окисленным с высоким содержанием серы иненсивно термически преобразованным Бит, содержание которого составляет около 2-3 % (см. Рисунок 3.50г, д). Интересно, что, несмотря на то, что в шлифах хорошо видны обломочные фрагменты черного цвета, напоминающие по внешнему виду ихтиодетрит, результаты химического анализа демонстрируют низкое содержание P_2O_5 в составе рассматриваемой породы. Очевидно, что ихтиодетрит был практически полностью растворен и вынесен из рассматриваемого «радиоактивного» интервала, а его «отрицательные» формы оказались почти полностью заполненными окисленным и термически преобразованным керитоподобным Бит (см. Рисунок 3.50г, д). При большом увеличении в порах образцов из «пиритового» слоя хорошо видны многочисленные мелкие кристаллы S^o, агрегаты фрамбоидального Пи и микрозернистое строение метаморфизованного Бит (Рисунок 3.51). Открытая пористость образцов, отобранных из рассматриваемого «пиритового» пласта составляет 15-17 %, а проницаемость – 13-15 мД.

Уран, содержащийся в повышенных концентрациях в рассматриваемых «радиоактивных» интервалах связан в верхнем из них – с остатками ихтиодетрита и термически метаморфизованным Бит, а в нижнем – практически полностью с интенсивно термически преобразованным керитоподобным Бит (см. Рисунки 3.50 и 3.51).



а б

Рисунок 3.51 – Снимки РЭМ поверхности пустот в «пиритовом» слое с кристаллами самородной серы и мелкозернистыми агрегатами керитовидного битума, обогащенного настураном, скв. 554Э, Салымское месторождение

Следует обратить внимание на то, что над и под «радиоактивными» интервалами выделяются маломощные зоны с пониженной (ниже средних значений) концентрацией U, имеющих ширину около 30-40 см (см. Рисунок 3.50а). Вероятнее всего, что из этих участков U был выщелочен ГФ и переотложен в «высокорадиоактивные» интервалы, описанные выше.

Также, как и известняки с манганокальцитом, выделяющиеся повышенной радиоактивностью и, напротив, пониженными значениями удельного электрического сопротивления, рассматриваемые «радиоактивные» интервалы, также могут служить реперами в силу их необычных петрофизических свойств, а именно: повышенной радиоактивности при довольно высокой плотности, а нижний интервал еще и аномально низкой величиной удельного электрического сопротивления (из-за высокой концентрации в нём пирита).

Таким образом, в отложениях БС уран концентрируется, главным образом, тремя компонентами, входящими в их состав, а именно, ОВ, фосфатами и интенсивно термически преобразованным Бит. Основным требованием, необходимым для его отложения в осадках, является наличие восстановительных условий (Eh порядка - 200 мВ) [11; 200; 283].

Если U, присутствующий в ОВ и фосфатах, концентрируется ими преимущественно в седиментогенезе и на начальных этапах диагенеза, приобретая большую или меньшую степень

подвижности при воздействии на них внешних эпигенетических процессов, например, связанных с воздействием ГФ, то U, связанный с метаморфизованным окисленным керитоподобным Бит, отложился в нём именно в эпигенезе и напрямую связан с воздействием на отложения БС упомянутых выше гидротерм. Рассмотрим этот процесс более подробно.

Территории, в пределах которых получены промышленные притоки УВ из отложений БС характеризуются повышенным геотермическим потоком и, соответственно, высокими пластовыми температурами, достигающими 125-130^{o}C (Красноленинский район, Салымское и другие месторождения). Причем в этих районах (с повышенным геотермическим потоком) отмечаются температурные инверсии, то есть чем выше располагаются отложения БС в пределах локального поднятия (например, Ляминского свода), тем выше и пластовые температуры, а с увеличением глубины залегания осадков (на склонах поднятия) пластовая температура уменьшается! Этот феномен свидетельствуют о том, что в пределах поднятий присутствуют повышенные тепловые потоки, обусловленные нахождением в фундаменте горячих магматических тел (интрузий).

Напомним ещё раз как образуются ГФ, о которых говорилось ранее.

По зонам дробления в Земной коре поднимаются магматические интрузии, вызывая образование в кристаллическом фундаменте и осадочном чехле антиклинальных поднятий. Внедрение интрузивных тел сопровождается формированием зон тектонического дробления. Высокоэнтальпийные флюиды (ВФ), отделяющиеся от магматических тел, а также мощный тепловой поток, поднимающийся по зонам дробления вверх от магматической интрузии в фундамент, а затем и осадочный чехол, нагревают поровые воды, присутствующие в породах фундамента и осадочного чехла, которые превращаются в гидротермальные флюиды (ГФ). Здесь следует заметить, что собственно эндогенной воды в составе формирующихся ГФ (по данным исследований вулканологов) очень мало – всего 1.5-2.5 %. Основная масса воды, входящей в состав ГФ – это «местная» вода, мобилизованная из пор пород фундамента (малая её часть) и осадочного чехла (основной её объем).

Из-за резкого увеличения температуры поровых вод вследствие их нагрева интрузивными телами и проникновения в них ВФ, происходит увеличение их объёма, что вызывает рост порового давления и как следствие – возникают многочисленные гидроразрывы (см. Рисунок 2.54), благодаря которым даже первоначально непроницаемые породы становятся на некоторое время проницаемыми для этих ГФ. По зонам тектонического дробления и наложенным на них трещинам гидроразрыва ГФ устремляются вверх в направлении падения пластовых давлений. Если на их пути к отложениям БС отсутствуют проницаемые пласты (например, песчаники), в которые они могли бы «разгрузиться», то они проникают в отложения БС, отыскивая хоть сколько-нибудь проницаемые породы, каковыми могут быть раздробленные маломощные карбонатные пласты в ее составе или рассмотренные выше проницаемые отложения «пиритового» пласта и доломитового радиолярита с высоким содержанием ихтиодетрита (см. Рисунок 3.50).

ГФ имеют кислый состав из-за присутствия в них, главным образом, CO_2, HCl, SO_2, SO_3, HF [23; 156; 201; 213; 225]. Кроме того, ГФ содержат в своем составе кислород, то есть являются активными окислителями. Но откуда в ГФ взялся кислород?

В небольшой по объему, но очень насыщенной фактическим материалом монографии В.И. Бгатова имеется ответ на этот вопрос, о чем упоминалось ранее в подразделах 1.2 и 2.2 [12].

Оказывается, что при падении давления вследствие подъема магматического тела к поверхности, из него, наряду с другими растворенными в магме газами, выделяется и кислород,

поэтому в приповерхностных интрузиях содержание кислорода гораздо меньше, чем в тех, что застыли на большой глубине [12]. Более того, в предыдущих разделах, где были рассмотрены результаты гидротермального моделирования, было однозначно доказано, что при высоких температурах CO_2 приобретает свойства окислителя, из-за того, что в этих условиях он разлагается на CO и O_2 (см. Уравнение 2.13). Таким образом, разлагающаяся CO_2 является еще одним дополнительным источник кислорода в ГФ.

Именно этими причинами объясняется появление мощных зон осветленных пород над приповерхностными интрузиями в кровельной части фундамента на границе с осадочным чехлом, например, в пределах Северо-Варьеганского, Ханты-Мансийского, Убинского, Талинского и других месторождений Западной Сибири [111; 115; 123; 126].

Являясь мощными поставщиками тепловой энергии, ГФ вызывают интенсивную генерацию УВ и гетеросоединений в БС, за счет термокрекинга входящего в ее состав ОВ. Поэтому наряду с водой и растворенными в ней газами и солями в составе ГФ появляются УВ газы и нефть [126].

По данным В.Ф. Пенькова при температуре около 374ºС такой ГФ представляет собой гомогенный раствор, содержащий в своем составе кроме воды CO_2, CH_4 и его гомологи, а также жидкие УВ и гетеросоединения, представленные преимущественно смолами и асфальтенами [236].

Ранее было показано, что температуры ГФ были не менее 330-360ºС (см. подраздел 3.2, Рисунок 3.39). Не исключено что, температура составляла не менее 374 ºС, если брать во внимание данные, приводимые В.Ф. Пеньковым [236].

Таким образом, горячие кислые, с растворенным в них кислородом и нафтидами ГФ проникали в проницаемые пласты (например, в два «радиоактивных» пласта, вскрытых в разрезе скв. 554Э, которые были рассмотрены выше (см. Рисунок 3.50), в которых они частично (в верхнем) и практически полностью (в нижнем) растворяли ихтиодетрит, а U^{4+}, входивший в их состав, окисляясь присутствующим в ГФ кислородом до U^{6+}, переходил в виде комплексных соединений в состав ГФ. Параллельно с U^{4+} происходило окисление и УВ с образованием гетеросоединений. В конце концов, весь кислород, находившийся в составе ГФ, расходовался в результате реакций окисления.

Термодинамические расчеты показывают, что при температурах ГФ выше 300ºС устойчивыми являются сульфатные комплексы U^{6+} (см. Рисунок 3.44г), а при температурах ниже 200ºС более стабильными становятся карбонатные комплексы уранила (см. Рисунок 3.44а-в) [64].

По мере остывания ГФ он разделялся на две фазы, одна из которых являлась остывающим гидротермальным раствором, а вторая представляла собою нафтиды. Причем, скорее всего, вторая фаза, - это нефть, присутствовавшая в форме эмульсии. О составе этой эмульсии можно судить по рассмотренному выше микровключению в кристалле Кв (см. Рисунок 3.39). Скорее всего, Кв, захвативший микровключение, кристаллизовался после выделения углеводородной фазы из первоначально гомогенного ГФ и захваченное им в процессе роста микровключение есть не что иное, как капелька нефтяной эмульсии (см. Рисунок 3.39).

Капельки эмульсии, возникшие при распаде первоначально гомогенного водно-углеводородного ГФ на водную и нефтяную фазы, имеют зональное строение, то есть представляют собой мицеллы. Поскольку входящие в их состав гетеросоединения являются поверхностно-активными веществами (ПАВ), то для уменьшения величины поверхностного натяжения на границе нефть-вода, они концентрируются на внешней поверхности капелек

нефтяной эмульсии или мицелл, а внутренняя часть нефтяных мицелл представлена гомогенным раствором нефти и газа.

Являясь активными восстановителями, гетеросоединения восстанавливают U^{6+}, входящий в комплексные соединения, находящиеся в гидротермальном растворе, до U^{4+}, который выделяется на поверхности нефтяных мицелл, вероятно, в виде микроскопических включений настурана. При этом восстанавливается и сера, входящая в комплексные соединения U^{6+} в виде сульфатных лигандов при достаточно высоких температурах ГФ, о чем говорилось выше (см. Рисунок 3.44г). Кроме того, и сами сульфат-анионы, присутствующие в гидротермальном растворе, также восстанавливаются до S^o. В очень упрощенном виде (опуская в составе гетеросоединений собственно, сами гетероатомы, представленные кислородом, азотом и серой, а также переход электронов от гетеросоединений к атомам серы и урана) протекающие реакции можно записать следующим образом:

$$UO_2SO_{4(раствор)} + C_nH_{m(мицелла)} \rightarrow UO_{2(тверд.\ фаза)} + S^o + C_nH_mO_{4(мицелла)}, \quad (3.4)$$

$$SO_4^{2-}{}_{(раствор)} + C_nH_{m(мицелла)} \rightarrow S^o + C_nH_mO_{4(мицелла)}, \quad (3.5)$$

Таким образом, в результате протекания этих реакций должно происходить интенсивное окисление гетеросоединений, находящихся в составе внешней оболочки нефтяных мицелл, а также выделение S^o (см. Уравнения 3.4 и 3.5). Действительно, выше уже отмечалось присутствие многочисленных кристаллов S^o в описываемых «радиоактивных» пластах (см. Рисунок 3.51). Кроме того, на внешней поверхности нефтяных мицелл должны накапливаться микровыделения настурана (см. Уравнение 3.4).

По мере снижения температуры ГФ, как мы видели ранее, стабильными становятся карбонатные комплексы уранила (см. Рисунок 3.38а-в), которые также восстанавливаются с участием гетеросоединений, входящих в состав внешней части нефтяных мицелл в соответствии с упрощенными уравнениями:

$$UO_2CO_{3(раствор)} + C_nH_{m(мицелла)} \rightarrow UO_{2(тверд.\ фаза)} + C_nH_mCO_{3(мицелла)}, \quad (3.6)$$

либо:

$$UO_2CO_{3(раствор)} + C_nH_{m(мицелла)} \rightarrow UO_{2(тверд.\ фаза)} + C_nH_{m-2(мицелла)} + H_2O + CO_2\uparrow, \quad (3.7)$$

То есть, карбонат-анион может либо войти в состав гетеросоединений в виде карбонильной или карбоксильной группы, либо восстановиться до воды и углекислого газа в зависимости от термодинамических условий, существующих в рассматриваемой системе. В любом случае, при восстановлении карбонатных комплексов уранила, вновь происходит отложение микрочастиц настурана на внешней поверхности нефтяных мицелл, представленных гетеросоединениями, а сами гетеросоединения окисляются, либо теряют водород (см. Уравнения 3.6 и 3.7). Если в составе гидротермального раствора присутствуют ионы кальция и/или магния, то возможно образование гидротермального Кц и/или Дл:

$$Ca^{2+} + Mg^{2+} + H_2O + CO_2 = (Ca,Mg)CO_3 + 2H^+, \quad (3.8)$$

Аналогичным образом, если в составе ГФ присутствуют катионы двухвалентного железа, то возможна кристаллизация сидерита, присутствие которого было установлено в составе высокорадиоактивного «пиритового» пласта (см. предыдущий подраздел).

Со временем, по мере остывания ГФ и падения пластового давления происходит коагуляция нефтяной эмульсии, а водная фаза практически полностью «возвращается» в поровое пространство пород, из которых она была «мобилизована» тепловым потоком, исходившим от интрузии. Поэтому в БС свите не встречена пластовая вода, а добываемая из нее нефть - безводна.

Необходимо обратить внимание на то, что в месте соприкосновения двух капель или мицелл эмульсии концентрация U увеличивается в два раза, в месте соприкосновения трех капель

– в три и так далее. Поэтому чем больше микрокапелек или мицелл сливаются в одном месте, тем крупнее в этом месте может образоваться микровключение настурана. Именно такую картину мы видим на Рисунке 3.45, где микровыделения настурана более ли менее равномерно распределены в объеме окисленного Бит.

Со временем по мере уменьшения температуры и пластового давления мицеллы полностью разрушаются – из них выделяются нефть с растворенным в ней газом или, наоборот, газ с растворенной в нем нефтью, которые образуют собственную жидкую и/или газообразную фазы. Оставшиеся оболочки мицелл, представленные окисленными гетеросоединениями, сливаются в единую почти твердую фазу, заполняя часть порового пространства в «радиоактивных» пластах. Постепенно, вследствие развития процессов полимеризации, ускоряемых также радиолизом (вследствие деления ядер U), выделившиеся в виде вязкой, но еще не затвердевшей полностью массы, гетеросоединения (которые представляют собой, по сути, густой окисленный Бит) затвердевают, полимеризуются и превращаются в микрозернистую массу, в которой еще можно различить остатки отдельных разрушенных мицелл. Именно такая микрозернистая масса наблюдается на снимках РЭМ, где сравнительно крупные кристаллы S^o окружены микрозернистыми агрегатами описанного выше окисленного, подвергшегося процессам полимеризации, твердого Бит, содержащих микровключения настурана (см. Рисунок 3.51).

Маломощные интервалы с пониженной (по сравнению со средними значениями) концентрацией U, расположенные над и под «радиоактивными» пластами – это зоны выщелачивания, в которые проникли ГФ, внедрившиеся в эти пласты. Гидротермы растворили подвижный или слабо связанный с матриксом U, вынесли его из зон выщелачивания и сконцентрировали его в этих пластах в виде настурана, связанного с окисленным Бит (см. Рисунок 3.50).

А куда делся карбонат-гидроксиапатит, слагавший ихтиодетрит, растворенный ГФ? Он в большинстве случаев рассеялся вместе с «вернувшимися» в поровое пространство остывшими гидротермами, либо отложился из них в трещинах или кавернах маломощных карбонатных пластов, в виде хорошо ограненных гексагональных кристаллов (Рисунок 3.52).

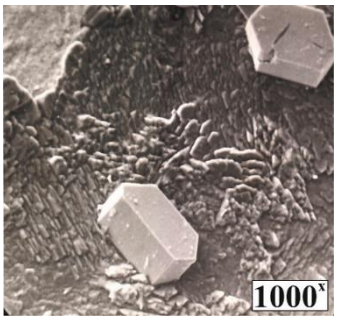


Рисунок 3.52 – Снимок РЭМ эпигенетических («гидротермальных») кристаллов апатита на поверхности трещин, покрытых «корочкой» доломита, кровельная часть абалакской свиты, Ем-Еговская площадь

В заключение следует заметить, что ураноорганические соединения, встреченные в составе БС, описанные выше, не являются уникальными. Похожие соединения встречены также в ачимовских отложениях Радужного ЛУ (Рисунок 3.53). Правда здесь в каплевидном содержащем серу Бит встречены микровключения силикатов Th и U, то есть промежуточные члены группы торит-коффинит (см. Рисунок 3.53).

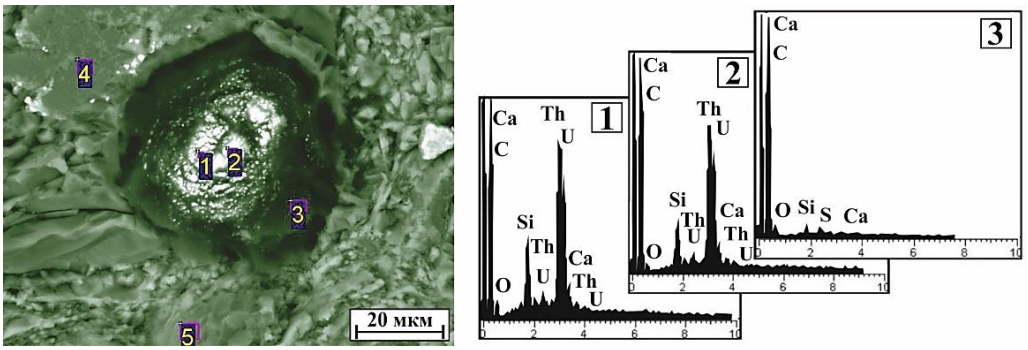


Рисунок 3.53 – Снимок РЭМ каплевидного органоминерального образования, обогащенного U и Th; номера спектров соответствует положению цифр на снимке; Радужный ЛУ, ачимовская пачка

Таким образом, из-за того, что накопление U в отложениях БС зависит не только от концентрации в ней ОВ, но и от других факторов, то связь $C_{орг}$-U не является универсальной для всей толщи БС, вскрытой даже одной скважиной. Хотя в небольших по мощности интервалах, характеризующихся близкими геохимическими, гидродинамическими и другими условиями в которых происходило отложение ее осадков, эту связь можно использовать для оценки содержания ОВ в битуминозных отложениях по данным гамма-каротажа, но именно в границах этих интервалов.

В отложениях БС, обогащенных ихтиодетритом, связь $C_{орг}$-U нарушается и для этих интервалов высоко корреляционной становится зависимость между фосфатами (P_2O_5) и U. В этих интервалах невозможно по данным гамма-метода оценить концентрацию $C_{орг}$ или ОВ в битуминозных отложениях, так как будут получены явно завышенные содержания ОВ по сравнению с его реальной концентрацией.

Наиболее неоднозначными являются зависимости $C_{орг}$-U в интервалах, подвергшихся воздействию ГФ. В этих участках происходит выщелачивание и переотложение U, причем в качестве ОВ в этих интервалах часто выступает интенсивно термически преобразованный, окисленный керитоподобный Бит, с которым связан U, а $ОВ_{исх}$, либо почти полностью отсутствует, либо целиком теряет связь с U, заложенную в седиментогенезе. Пласты, в которых присутствует перераспределенный U, обладают эффективной пористостью и проницаемостью, благодаря чему, собственно говоря, и происходит растворение и перераспределение U в этих пластах, проникающими в них ГФ. Поэтому плотные, с повышенной радиоактивностью пласты, выделяемые по результатам ГИС в составе БС, вполне могут оказаться продуктивными. То же самое касается и пластов, которые наряду с повышенной радиоактивностью и плотностью характеризуются низкими значениями удельного электрического сопротивления («пиритовый» пласт).

Очень редко в составе верхнеюрских отложений (в АС) встречаются маломощные интервалы (толщиной не более сантиметра) с повышенной радиоактивностью, обогащенные акцессорными минералами (обычно это циркон и монацит), фрамбоидальным пиритом и раковинками радиолярий, часто замещенных карбонатами, с очень низким содержанием $C_{орг}$ (обычно не более 0.5-1 %). Для этих отложений связь $C_{орг}$-U отсутствует, а концентрация U и Th в них обусловлена присутствием акцессорных минералов (см. Рисунок 3.48б). Скорее всего, такие осадки накапливались в условиях повышенной гидродинамической активности донных течений, когда весь легкий осадочный материал, представленный ОВ и глинистыми минералами,

ими выносился, а накапливались достаточно крупные и плотные частицы, представленные перечисленными выше компонентами: раковинками радиолярий, Пи и акцессорными минералами.

Если участие ГФ в перераспределении U в составе отложений БС в эпигенезе можно считать доказанным, то их деятельность во время процесса седиментации еще требует дополнительных доказательств. Хотя необычный элементный состав карбонатов (обогащенных марганцем), о чем говорилось выше, присутствие жил, заполненных гидротермальным Пи и кристаллами других минералов могут косвенно указывать на проявления гидротермальной активности в верхнеюрское время. Поэтому нельзя полностью исключить возможность поступления U в волжский морской бассейн вместе с ГФ, во время накопления отложений БС, в чем мы солидарны с С.Г. Неручевым и Ф.Г. Гурари с соавторами [218; 283].

3.2.5. Стабильные изотопы углерода в составе битумоидов и трещиноватых карбонатных пород бажено-абалакского комплекса и их связь с гидротермальными процессами

В подразделе, посвященном типам коллекторов в составе бажено-абалакского комплекса (БАК) и механизму их образования было отмечено, что именно карбонатные породы, относящиеся к классу потенциально продуктивных пород (ППП), обладают наиболее высокими фильтрационно-емкостными свойствами и из этого типа пород были получены самые высокие дебиты нефти. Поэтому именно они представляют первостепенный интерес для геологов и нефтяников, занимающихся поисками, разведкой, а также разработкой нефтяных залежей, присутствующих в БАК.

Эти карбонатные породы-коллекторы обладают трещинно-каверновым типом порового пространства, причём трещины целиком или частично бывают заполнены карбонатами нескольких генераций, из-за чего имеют вид, напоминающий трещины синерезиса, которые обычно встречаются в конкрециях корбонатного состава. Поэтому ряд исследователей полагает, что такого типа карбонатные образования являются септариевыми конкрециями, а трещины, присутствующие в них, сформировались в результате их диагенетического обезвоживания [24; 166].

Однако кажется маловероятным, что из отдельных, тем более небольших по размерам септариевых конкреций, имеющих диаметр, не более 2,0-2,5 м, можно получить высокодебитный приток нефти (до 150-200 т/сут и более), да еще в течение довольно длительного промежутка времени. Не вызывает сомнения, что для получения столь высоких притоков нефти, пласты карбонатного состава должны являться достаточно протяженными телами, занимая собой значительную площадь, причем в них должна присутствовать эпигенетическая трещинно-кавернозной пористость тектоногенного происхождения, с наложенной гидротермальной проработкой ГФ, проникшими по образовавшейся системе трещин [103; 107; 112; 118; 122].

Интересно также и само происхождение карбонатных пород в рассматриваемых отложениях, так как во время их формирования, по мнению ведущих специалистов-палеонтологов, минерализация воды в эпиконтинентальном волжском морском бассейне не отличалась от современной, а климат был семиаридным на юге и семигумидным на севере рассматриваемой территории [283]. Иными словами, условий для хемогенного образования карбонатов из морской воды в то время не существовало.

Поэтому в настоящем подразделе рассмотрен предполагаемый механизм образования карбонатных пород в верхнеюрских осадках, а также возникших в них трещин, поскольку рассматриваемый тип карбонатных пород является самым предпочтительным как эпигенетический коллектор в составе БАК. Для этого использовались результаты изучения их изотопного и минерального составов. В качестве реперных образцов с целью уточнения масштабов вариации значений $\delta^{13}C$ в этих осадках, изучены битумоиды, полученные из пород БС и обломки карбонатных раковин морских организмов, поднятых из этих же отложений [113]. На Рисунке 3.54 показаны площади и месторождения на которых были пробурены скважины, из которых были отобраны образцы на комплексные исследования.

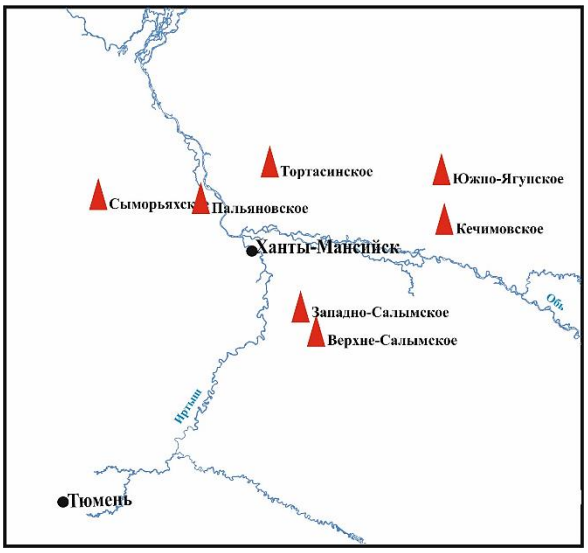


Рисунок 3.54 – Схема расположения месторождений, из верхнеюрских отложений которых отбирались образцы карбонатов на литологический и изотопный анализы

Состав образцов, отобранных для исследований изучался в прозрачных петрографических шлифах и методом РСА. Для исследований изотопного состава углерода в карбонатных образцах использовался масс-спектрометр. Каждый отобранный образец изучался не менее 5 раз для оптимизации условий анализа для отдельного образца и для подготовки коллекции статистических данных. Стандартным образцом служил стандарт нефти NBS-22 и известняка (белемнита) NBS-19.

Все полученные данные об изотопном составе углерода приведены в промилле (‰) согласно международному стандарту PDB. Точность определения изотопного состава углерода равна 0,1 ‰.

Изотопный состав углерода определялся у обломков белемнита и двустворок, а также у замещённых карбонатами радиоляритов и копролитов, поднятых из скважины, пробуренной на Пальяновской площади (Рисунок 3.55а, б, Таблица 3.5). Изучены также спирто-бензольные экстракты битумоидов в количестве шести проб, которые были получены из образцов БС, отобранных из скважины, пробуренной на Верхне-Салымском месторождении (Таблица 3.6), а также трещиноватые карбонатные образцы, отобранные из скважин Западно-Салымского, Сыморьяхского, Кечимовского, Тортасинского и Южно-Ягунского месторождений, которые относятся к классу потенциально продуктивных пород (ППП) (Таблица 3.7).

Для получения данных о концентрациии изотопов углерода в морских известняках верхнеюрского возраста, которые не имеют в своём составе биогенного углерода исследовались раковинки двустворок и ростр белемнита. В противоположность изотопному составу раковинок, битумоидные экстракты относятся к продуктам термодеструкции ОВ, присутствующего в

рассматриваемых осадках, в результате термогенного (катагенетического) преобразования которого они и образовались. На основе полученных образцов карбонатов и экстрактов, были подготовлены два эталона с крайними величинами содержаний $\delta^{13}C$ в рассматриваемых осадках, а точнее - в морских карбонатах (содержащих максимальное количество тяжелого изотопа углерода), значение $\delta^{13}C$ в которых варьирует от +1,2 до +2,3 ‰, при средней величине, равной +1.65 ‰ и в битумоидах, в которых присутствует наименьшее содержание тяжелого изотопа, в которых величина $\delta^{13}C$ изменяется от -30,6 до -30,2 ‰, при среднем значении -30.4 ‰ (см. Таблицы 3.5 и 3.6).

Таблица 3.5 – Изотопный состав углерода в карбонатах, отобранных из верхнеюрских осадков Пальяновской площади, верхнеюрских известняков Горного Крыма и разновозрастных известняков (по [49] с добавлениями)

Глубина отбора, м	Образец	$_{\delta}{}^{13}C$, ‰
1	2	3
2663,2	Карбонатный копролит	-19,3
2666,5	Карбонатный радиолярит	-24,0
2667,8	Раковина двустворки	$^{+}$1,2
2669,1	Раковина двустворки	$^{+}$1,3
2669,2	Раковина двустворки	$^{+}$2,3
2672,7	Раковина двустворки	$^{+}$1,6
2673,1	Раковина двустворки	$^{+}$1,6
2685,0	Ростр белемнита	$^{+}$1,9
Среднее для раковин двустворок и ростра белемнита		$^{+}$1,65
Среднее для верхнеюрских известняков Горного Крыма (Э.М. Галимов, 1968)		$^{+}$1,4
Среднее для разновозрастных известняков (М.Л. Кейс. Дж.Н. Вебер, 1964)		-0,13

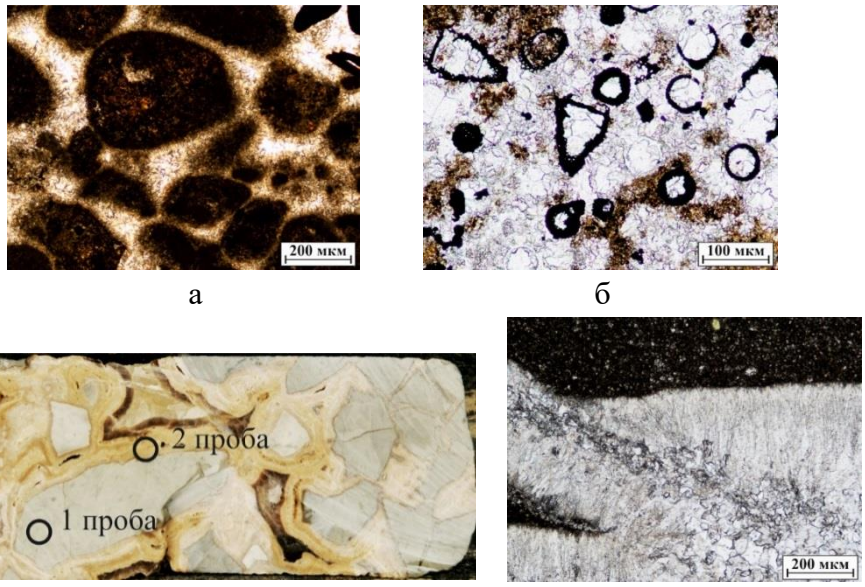
Таблица 3.6 – Изотопный состав углерода в битумоидах, экстрагированных из отложений баженовской свиты Верхне-Салымского месторождения (по [109] с добавлениями)

№ образца	Глубина отбора, м	$_{\delta}{}^{13}C$, ‰
1	2	3
1	2961,0	-30,2
2	2963,0	-30,2
3	2966,0	-30,5
4	2970,0	-30,6
5	2975,0	-30,3
6	2987,0	-30,5
Среднее:	-	-30,4
Липиды (Э.М. Галимов, 1968)		От -22 до -28

Рассмотрим минеральный, а также изотопный составы углерода, входящих в состав карбонатов и эпигенетических минералов карбонатного состава, имеющих различное по времени образование, которые находятся в трещинах образцов, взятых из БАК различных площадей и месторождений.

В карбонатном образце, отобранном из осадков верхнеюрского возраста (скв. 10548 Сыморьяхское месторождени), присутствует большое количество трещин, которые разделяют

его на множество обломков, обладающих часто остроугольной формой (Рисунок 3.55в). На исследование его изотопного состава были отобраны две пробы: первая непосредственно из самой матрицы пород, которую в последствии будем называть карбонатной матрицей или просто матрицей, вторая – из эпигенетического карбоната, заполняющего трещину (Рисунок 3.55в).



а б в г

Рисунок 3.55 – Фотографии прозрачных петрографических шлифов, снятых без анализатора (а, б, г) и полноразмерного образца керна (в): а – карбонатный копролит; б – карбонатный радиолярит; в – трещинн-кавернозный карбонат; г – контакт между карбонатной матрицей (вверху) и эпигенетическим карбонатом, заполняющим трещину (внизу) верхнеюрские отложения: Пальяновская площадь, скв. 153 (а, б) и Сыморьяхское месторождение, скв. 10548 (в, г)

Матрица состоит из двух разновидностей карбонатных зёрен, которые отличаются друг от друга своими размерами. Первые представляют собой микрозернистую, а вторые – мелкозернистую разновидности (Рисунок 3.55г). Используя данные о валовом составе матрицы, можно предположить, что основная (микрозернистая) масса характеризуется кальцитовым составом, а среднезернистая – доломитовым, при этом микрозернистой больше, чем мелкозернистой почти в 2 раза (см. Таблицу 3.7). Помимо Дл и Кц в матрице отмечаются обломки Кв, имеющие мелкоалевритовую гранулометрическую размерность, редкие зёрна Пи фрамбоидальной формы, единичные обломки растительного детрита и мелкие агрегаты глауконита, который на основании данных, полученных с использованием метода РСА определен как смесь ССО и Ил (см. Рисунок 3.55г, Таблица 3.7).

Изучение эпигенетических трещин, разделяющих матрицу с использованием прозрачных петрографических шлифов дало возможность определить, что эти трещины заполнены несколькими генерациями карбонатных минераловв, которые от границы с матрицей к центральной части трещин в их составе можно выделить следующие зоны. Прямо на самой поверхности матрицы присутствует тонкая «корочка» карбонатной фазы, выделившейся в результате быстрого охлаждения ГФ (закалочная фаза), проникшего в эту трещину (Рисунок 3.55г). Следующая фаза – это шестоватый карбонат, часто напоминающий «перьевидную разновидность», который в центре трещины переходит в карбонат среднезернистой размерности (Рисунок 3.55г). Последним на заключительном этапе заполнения трещиного пространства,

оставшегося свободным между карбонатными кристаллами, выделился мелкокристаллический кварц гидротермального происхождения.

В карбонатах, присутствующих в трещине, в отличие от состава матрицы, преобладает Дл, а не Кц (Таблица 3.7). Поскольку состав карбонатов, входящих в состав трщины и матрицы различны, то установленный факт, может свидетельствовать о том, трещина и матрица сформировались из разных источников и не одновременно. Сказанное подтверждается путем сопоставления изотопного состава углерода, содержащегося в трещине и матрице, которое позволило установить отличия между ними: в трещине эта величина равна – -6,5 ‰, а в матрице -5,4 ‰ (Таблица 3.7).

С целью изучения изотопного анализа углерода в образце, отобранном из скв. 4503, пробуренной на Кечимовском месторождении, были взяты три пробы. Первая – собственно из самой матрицы. Вторая проба оторана из тёмно-коричневой внешней части трещины, а третья – из светло-коричневой центральной (Рисунок 3.56а).

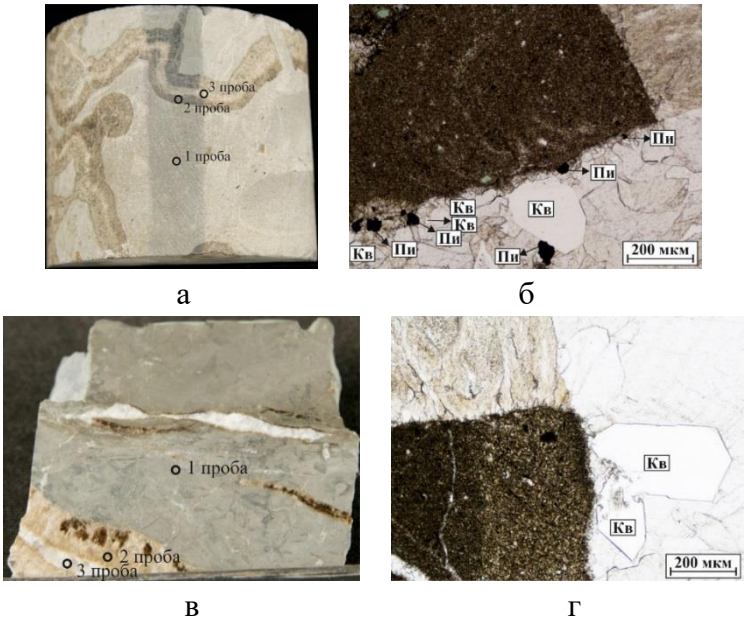


Рисунок 3.56 – Фотографии трещиноватых карбонатных образцов (а, в) и изготовленных из них прозрачных петрографических шлифов, снятых без анализатора (б, г), верхнеюрские отложения, Кечимовское, скв. 4503 (а, б) и Южно-Ягунское, скв. 296П (в, г) месторождения

В левой верхней части шлифа, где представлена матрица этого образца присутствует микрозернистый кальцит, слагающий её. Кроме того, отмечаются редкие мелкие зерна глауконита и дисперсный углефицированный растительный детрит, включая фрагменты морских водорослей (Рисунок 3.56б, Таблица 3.7).

Трещины заполнены карбонатами, которые отличаются друг от друга микроструктурой, цветом и размерами карбонатных зерен. Кц бурого цвета (2 проба), присутствующий в правой верхней области шлифа, расположен во внешней части трещин, соприкасаясь с поверхностью матрицы (Рисунок 3.56б). Вблизи границы с матрицей выделяется тонкая «корочка», сложенная «закалочным» мелкокристаллическим Кц, который затем превращается в «перьевидный» шестоватый Кц, коричневого увета (Рисунок 3.56б). Крупнокристаллический Кц, выделившийся последним (3 проба, нижнаяя часть шлифа) характеризуется светлым коричневым цветом. В нем присутствуют прекрасные кристаллы Кв, а также кубические мелкие кристаллы

гидротермального Пи (Рисунок 3.56б). Эти кубические микрокристаллы Пи резко отличаются по форме от фрамбоидальных агрегатов Пи, присутствующих в матрице.

Выделенные ранее в трещинах две разновидности Кц, а также матрица, имеют различный минеральный состав. Например, в матрице Дл не встречен, а в буром карбонате, граничащим с нею, представляющем собою самую раннюю карбонатную фазу (2 проба) гидротермального происхождения, концентрация Дл равна 3 %, в поздней генерации карбоната светло-коричневого цвета, взятом из центра трещины, представляющим собой самую последнюю генерацию (3 проба), содержание Дл возрастает до 6 % (Таблица 3.7).

Матрица этого образца содержит в себе более «лёгкий» углерод, входящий в её состав, по сравнению с Кц, присутствующим в трещинах (Таблица 3.7).

Содержание изотопа ^{12}C в Кц, заполняющим трещины первой и второй генераций, гораздо ниже (Таблица 3.7).

Из скв. 296П Южно-Ягунского месторождения, отобран обрацец известняка, в котором выделяются две генерации карбонатов в трещинах, которые резко отличаются друг от друга. Первая самая ранняя (2 проба), обладающая светло-коричневым цветом, входит в состав внешней части трещин, контактируя с матрицей (Рисунок 3.56в). Вторая, более поздняя по образованию (3 проба), имеющая белый цвет, расположена в центральной части трещин, реже сечет более ранние трещины и матрицу.

Изучение этого образца в прозрачных петрографических шлифах, показало, что матрица (1 проба, левая нижняя часть шлифа) состоит из микрозернистого Кц, редких округлых мелких зерен Гл и обломков терригенной мелкоалевритовой примеси кварц-полевошпатового состава с единичными мелкими зернами фрамбоидального Пи и редким углефицированным детритом (Рисунок 3.56г).

Карбонатная проба светло-коричневого цвета (2 проба), отобранная из трещин первой генерации, сложена, главным образом, Кц с незначительной долей Дл (Таблица 3.7). Эта разновидность, занимающая левую верхнюю часть шлифа, характеризуется своеобразной микротекстурой «перьевидной» формы (см. Рисунок 3.56г). На поверхности матрицы вновь присутствует микрокристаллическая «закалочная» фаза, возникшая на поверхности «холодной» матрицы, вероятно, в результате быстрого охлаждения ГФ, перенасыщенного карбонатами (см. Рисунок 3.56г).

Карбонатная проба, отобранная из центра трещин, выделяющийся белым цветом, (в петрографическом шлифе справа), состоит из одного Кц, который имеет крупнокристаллическую микротекстуру (см. Рисунок 3.56г). Вновь, на поверхности матрицы присутствует «закалочная» фаза, сложенная мелкокристаллическим Кц. В приграничной с матрицей зоне помимо Кц встречаются мелкие с совершенной кристаллической огранкой кристаллы Кв, имеющие гидротермальное происхождение (см. Рисунок 3.56г).

Таблица 3.7 – Минеральный и изотопный составы карбонатов, слагающих матрицу и присутствующие в ней трещины, отобранных из верхнеюрских отложений Западно-Салымского, Кечимовского, Сыморьяхского, Тортасинского и Южно-Ягунского месторождений

Месторождение	№ скв.	№ обр.	Глубина отбора, м	Описание объекта	Хл	Глауконит		Кв	Аб	Кц	Дл	Сид (Ан)	Пи, %	$\delta^{13}C$, ‰
						Ил	ССО							
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Южно-Ягунское	296П	-	2868,3	Белый (поздний)	0	0	0	0	0	100,0	0	0	<1	-12,7
Южно-Ягунское	296П	-	2868,3	Бурый (ранний)	0	0	0	0	0	95,0	5,0	0	<1	-14,5
Южно-Ягунское	296П	-	2868,3	Матрица	0	1,6	0	15,6	2,2	79,0	0	0	1,6	-17,1
Западно-Салымское	592	3	2905,4	Светло-коричневый (ранний)	0	0	0	1,4	0	88,0	9,0	1,6	<1	-13,8
Западно-Салымское	592	3	2905,4	Бурый (поздний)	0	0	0	0	0	100,0	0	0	<1	-14,3
Западно-Салымское	592	3	2905,4	Матрица	0	2,0	1,5	27,0	0	22,0	44,0	1,3	2,2	-13,9
Западно-Салымское	592	6	2906,1	Бурый (поздний)	0	0	0	0	0	92,0	8,0	0	<1	-17,8
Западно-Салымское	592	8	2907,1	Бурый (поздний)	0	0	0	0	0	96,0	4,0	0	<1	-17,1
Западно-Салымское	592	8	2907,1	Матрица	0	2,0	1,0	8,0	2,0	72,0	15,0	0	<1	-16,9
Сыморьяхское	10548	-	2087,9	Светло-коричневый	0	0	0	0	0	30,0	70,0	0	<1	-6,5
Сыморьяхское	10548	-	2087,9	Матрица	0	2,0	1,0	10,0	0	57,0	30,0	0	<1	-5,4
Тортасинское	4Р	-	2772,2	Белый (поздний)	0	0	0	0	0	98,0	0	0	<1	-15,5
Тортасинское	4Р	-	2772,2	Бурый (ранний)	0	0	0	0	0	96,0	4,0	0	<1	-22,1
Тортасинское	4Р	-	2772,2	Матрица	1,4	1,4	0,7	12,5	0	75,0	6,0	0	3,0	-21,6
Кечимовское	4503	-	3111,1	Бурый (ранний)	0	0	0	0	0	97,0	3,0	0	<1	-13,8
Кечимовское	4503	-	3111,1	Коричневый (поздний)	0	0	0	1,0	0	93,0	6,0	0	<1	-8,6
Кечимовское	4503	-	3111,1	Матрица	0	2,0	1,0	4,0	1,0	92,0	0	0	<1	-19,3

Примечания: Хл – хлорит; Ил – иллит; ССО – смешанослойные образования; Кц – кальцит; Дл – доломит; Сид – сидерит; Ан – анкерит; Пи – пирит; Кв –кварц; Аб - альбит

В этой пробе отмечается снижение концентрации «лёгкого» углерода в направлении от матрицы ($\delta^{13}C$ = -17.1 ‰), затем к бурому гидротермальному карбонату первой генерации ($\delta^{13}C$ = -13.8 ‰) и, наконец, к последнему по времени образования, белому карбонату ($\delta^{13}C$ = -12.7 ‰).

В следующем карбонатном образце, взятом из отложений БС, (скв. 4Р Тортасинское месторождение), как и в предыдущем отмечаются две эпигенетические в которых присутствует гидротермальный Кц. (2 проба) представлена светло-коричневым самым первым по времени образования, и белым, отложившимся следом за ним (3 проба) (Рисунок 3.57а).

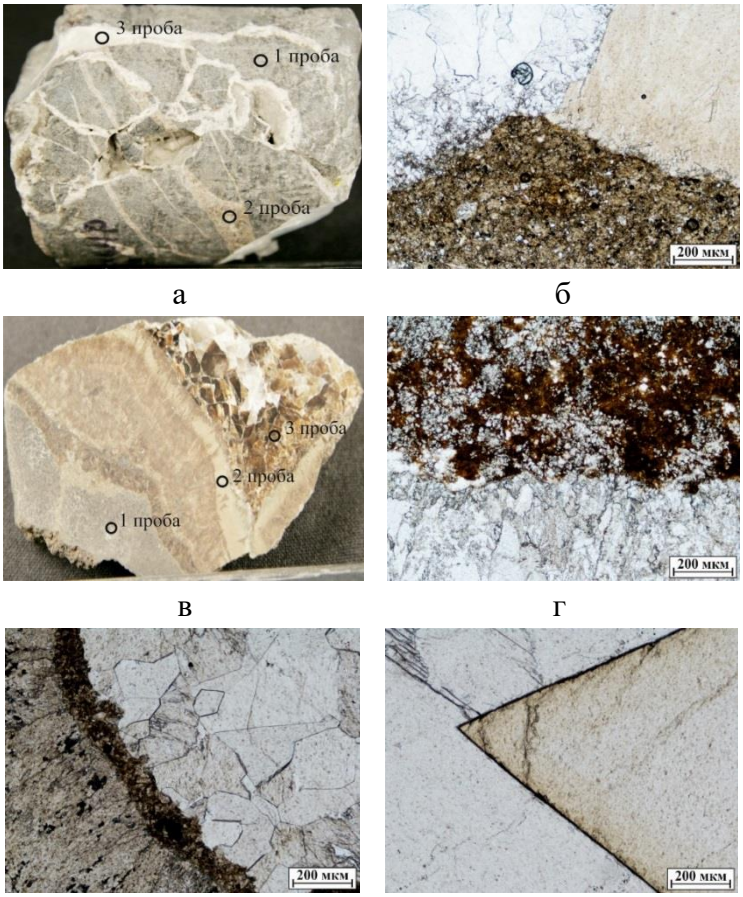


Рисунок 3.57 – Фотографии трещиноватых карбонатных образцов (а, в) и изготовленных из них прозрачных петрографических шлифов (б, г-е), снятых без анализатора, баженовская свита, Тортасинское, скв. 4Р (а, б) и Западно-Салымское, скв. 592, обр.3 (в-е) месторождения

Матрица (1 проба), присутствует в нижней части фотографии шлифа. Она сложена, главным образом, Кц, имеющим форму продолговатых мелких зёрен диаметром 84-110 мкм и протяженностью 120-280 мкм (Рисунок 3.57б). В матрице помимо зерен Кц отмечается глауконит, мелкие агрегаты Пи фрамбоидальной фомы, концентрация которого гораздо больше, чем в ранее изученных карбонатных образцах. Присутствует также терригенная примесь мелкоалевритовой фракции, состоящая, главным образом, из обломочных зерен Кв (см. Рисунок 3.57б, Таблицу 3.7).

В верхней правой части фотографии петрографического шлифа присутствуют светло-коричневые карбонатные трещины самой ранней генерации (2 проба), которые характеризуются шестоватой микротекстурой (см. Рисунок 3.57б, Таблицу 3.7). Как и в ранее рассмотренных

образцах, на поверхности матрицы образовалась «щетка» из многочисленных мелких кристаллов «закалочного» Кц (см. Рисунок 3.57б).

Трещины самой поздней генерации, заполненные белым гидротермальным карбонатом (3 проба), который представлен крупными кристаллами Кц с незначительным содержанием Сид. Этот Кц присутствует в верхней левой части петрографического шлифа (см. Рисунок 3.57б). Подобно карбонатному материалу, присутствующему в терщинах самой первой генерации, карбонат, описываемый Кц (белого цвета) на поверхности матрицей отложил «закалочную» мелкокристаллическу фазу (см. Рисунок 3.57б).

Полученные результаты свидетельствуют о том, что минеральный состав карбонатов, входящих в состав трещин и матрицы имеют явные отличия: в матрице присутствует больше всего Дл (6%), в ранней генерации кальцита, отложившегося в трещине, этого карбонатного минерала меньше в два раза (3%), а в трещинах самой поздней генерации Дл нет, и кроме Кц отмечается примесь Сид (см. Таблицу 3.7).

В матрице этого образца отмечается самое высокое содержание лёгкого изотопа углерода в сравнении с таковыми других образцов карбонатного состава (см. Таблицу 3.7). Карбонаты, входящие в состав трещин самой ранней генерации (2 проба), чуть более высокое содержание изотопа ^{12}C, по сравнению с его концентрацией в матрице (см. Таблицу 3.7). Самое высокое содержание ^{13}C отмечается в самой последней генерации Кц, имеющего белый цвет (3 проба). В этом «белом» кальците значение $\delta^{13}C$ сотавляет -15.5 ‰ (см. Таблицу 3.7).

На Западно-Салымского месторождении скважиной 592 вскрыты верхнеюрские отложения), из которых были взяты три трещиноватых образца карбонатов, в которых трещины заполнены карбонатами бурого (более ранние генерации) и белого (последняя генерация) цвета (Рисунки 3.57-3.58, Таблица 3.7).

Из самого верхнего образца (обр. 3) отобраны три пробы: первая – собственно из самой карбонатной матрицы, вторая – из плотной «корочки» светло-коричневого цвета на границе с бурым крупнокристаллическим Кц и третья – представлена самим крупнокристаллическим полупрозрачным Кц бурого цвета (Рисунок 3.57в).

Исследование прозрачных петрографических шлифов, изготовленных из отобранных проб, показало, что матрица состоит из органических остатков (вероятно, раковинок радиолярий), которые замещены карбонатами (Рисунок 3.57г). Основная масса диагенетического карбоната, входящего в состав матрицы, состоит из Дл (44%), концентрация Кц меньше в два раза (22%) (см. Таблицу 3.7). Сама матрица имеет пятнистый облик, что, скорее всего, обусловлено неравномерной пропиткой Бит (см. Рисунок 3.57г). На поверхности матрицы образовалась «закалочная» фаза, сложенная мелкокристаллическим Кц (см. Рисунок 3.57г).

В прозрачных петрографических шлифах светло-коричневая карбонатная «корочка» (2 проба) сложена бурым «перьевидным» Кц, который расположен в левой части шлифа (Рисунок 3.57д). Эта «корочка», сложена преимущественно Кц (88 %) и Дл (9 %), а также примесью Сид (1,6 %) (см. Таблицу. 3.7).

Бурый полупрозрачный кальцит, образовавшийся позднее (3 проба), сменяется через «закалочную» фазу, полупрозрачным крупнокристаллическим Кц, который в образце обладает тёмно-коричневым цветом. Этот Кц присутствует на фотографии петрографического шлифа в правой его части (Рисунок 3.57е, Таблица 3.7).

Граница между описываемыми (предпоследним и последним по времени образования) Кц характеризуется большой четкостью (см. Рисунок 3.57е).

Матрица и светло-коричневая корочка характеризуются очень близким изотопным составом углерода: $\delta^{13}C$ = -13,9 и -13,8 ‰, соответственно, в то время как бурый полупрозрачный Кц имеет гораздо более «легкий» состав углерода (– $\delta^{13}C$ = -14,3‰) (см. Таблицу 3.7).

Из обр. 6 взята только одна проба, которая представляет собой бурый полупрозрачный Кц самой последней генерации, в котором присутствует примесь Дл (Рисунок 3.58а, Таблица 3.7). Эта проба в верхней части изготовленного из неё петрографического шлифа состоит из прозрачных крупных, обладающих светло-коричневым оттенком, кристаллов Кц (Рисунок 3.58б). Вновь, на поверхности раннее возникшего Кц сформировалась прерывистая тонкая «корочка» закалочной фазы.

В пробе последнего бурого Кц содержится меньше тяжелого изотопа, его концентрация равна -17,8 ‰ (см. Таблицу 3.7).

Из восьмого образца (обр. 8) отобраны две пробы. Одна взята из матрицы, а другая из трещины, бурого Кц, сожержащегося в трещине (Рисунок 3.58в).

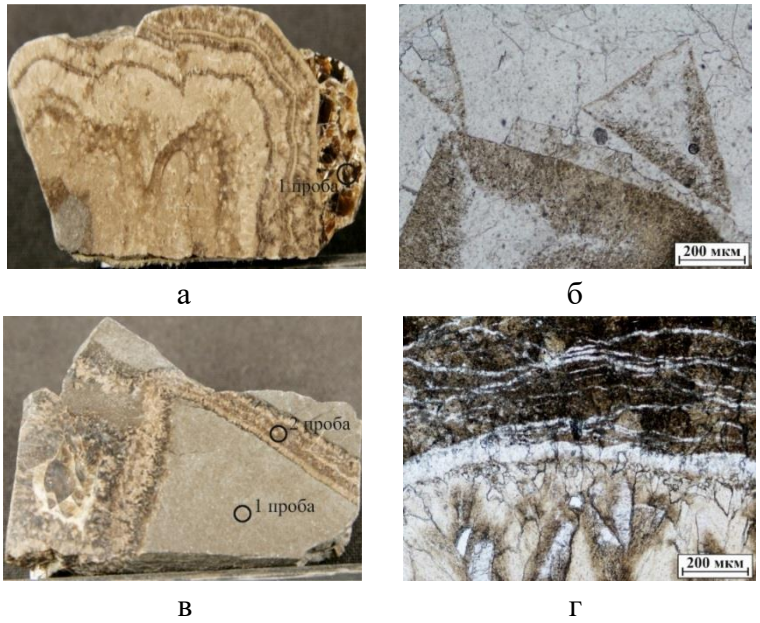


Рисунок 3.58 – Фотографии трещиноватых карбонатных образцов (а, в) и изготовленных из них прозрачных петрографических шлифов, снятые без анализатора (б, г). Отобранных из отложений баженовской свиты, скв. 592, Западно-Салымского месторождения: а, б – обр.6, в, г – обр.8

На основе данных РСА и исследования петрографических шлифов, матрица состоит из Дл (15%) и Кц (72%), которые, скорее всего замещают органические остатки. Кроме того, в виде незначительной примеси отмечается мелкоалевритовая примесь обломков полевых шпатов и Кв. Кроме того, присутствуют в составе матрицы и мелкие агрегаты Пи, которые также, скорее всего, представляют собой псевдоморфозы по органическому детриту (Рисунок 3.58г). Матрица раздроблена ориентированными субпараллельно микроскопическими трещинками (см. Рисунок 3.58 г).

В трещинах, основным карбонатным минералом является Кц, который характеризуется многочисленными оттенками светло-коричневого цвета, а также незначительным количеством Дл (см. Таблицу 3.7). Самым светлым цветом в трещинах выделяются фрагменты, состоящие из прозрачного крупнокристаллического Кц, а более тёмные участки сложены «перьевидным» лучистым с большим количеством микропримесей Кц (Рисунок 3.58г). Вновь, на поверхности

матрицы до кристаллизации «перьевидного» Кц образовалась более ранняя «закалочная» фаза, состоящая из мелких кристаллов Кц (см. Рисунок 3.58г).

Изотопный состав углерода, входящего в состав матрицы, несколько «тяжелее» гидротермального карбоната, заполняющего собой трещину. Значение $\delta^{13}C$ в составе матрицы составляет -16,9‰, а в карбонате из трещины -17,1‰ (см. Таблицу 3.7).

Большое содержание «тяжелого» изотопа в составе ростра белемнита раковин двустворок говорит о том, что они возникли в изотопно-равновесном состоянии между карбонат-ионом морской воды и Кц, входящим в состав этих раковин и ростра.

Карбонатные радиолярит и копролит содержат в своем составе большое количество легкого изотопа углерода, что позволяет допустить вхождение в их состав легкого биогенного углерода (см. Таблицу 3.5). Оба образца представляют собой карбонатные псевдоморфозы по копролитам и радиоляриям

Ранее отмечалось, что кроме истинно морских карбонатов, в которых отимечается значительная концентрация тяжелого изотопа ^{13}C, который присутствует в раковинах морских организмов, в отложениях верхнеюрского возраста присутствуют карбонатные породы, в состав которых входит биогенный углерод, обогащенный легким изотопом ^{12}C (см. Таблицу 3.5). Поэтому допуская, что трещины в карбонатных образцах образовались в раннем диагенезе, то есть представляют собой трещины синерезиса, следует ожидать, что они сложены аналогичными карбонатами тем, из которых состоят эти образцы (т.е. их матрица) [49]. Поэтому карбонаты, входящие в состав трещин синерезиса, должны иметь аналогичный изотопный состав углерода в конкрециях [49]. Но поскольку изотопный состав предполагаемых конкреций и присутствующих в них карбонатных трещин явно отличаются, то можно заключить, что карбонаты в трещинах нельзя считать трещинами синерезиса, а образовались в результате тектоно-гидротермального воздействия на верхнеюрские карбонатные породы.

Следует обратить внимание на тот факт, что в трещинах, заполненных карбонатами, Дл является преобладающим, а именно он в обычных условиях больше, чем Кц концентрирует в своем составе ^{13}C [49], однако, карбонаты, заполняющие трещины, обогащенные Дл, выделяются более высоким содержанием в них, чем в матрице, именно лёгкого изотопа ^{12}C (см. Таблицу. 3.7). Поэтому карбонаты в составе трещин не являются трещинами синерезиса.

Появление в составе трещин в их центральной части, иными словами, на последней стадии белого гидротермального Кц говорит о том, что УВ на этой стадии полностью пропали из состава гидротерм, поэтому этот факт несет негативный прогноз, заключающийся в том, что в этих карбонатных пластах отсутствуют УВ залежи, поскольку белый кальцит отлагался из гидротерм, состоящих только из воды без УВ. Наоборот, если в карбонатных породах присутствуют открытые каверны и трещины, в которых присутствуют карбонаты бурого (за счет микрокапельной нефти), то это положительный признак, свидетельствующий о возможности существования в этих породах УВ залежи [113].

Можно заключить, что распределение тяжелых и лёгких изотопов углерода в матрице исследованных образцов зависит от следующих условий.

Во-первых, от степени активности генерации углекислоты биогенного происхождения, которая содержит повышенные концентрацию легкого изотопа ^{12}C, образовавшегося из разлагающегося микроорганизмами ОВисх, отлагавшегося в иловом осадке.

Во-вторых, величиной «открытости» или «закрытости» осадков, влияющей на поступление в неё карбонат-иона, присутствующего в морской воде («локальный цикл органического углерода» по С. Ландергрену, 1955).

В-третьих, присутствием или, наоборот, отсутствием заражения илового осадка и придонной воды сероводородом.

Резюмируем полученные в этом подразделе результаты:

1. Более высокая концентрация в раковинках двустворок и обломке ростра белемнита (в сравнении со средними величинами в морских карбонатах) тяжелого изотопа ^{13}C говорит о том, что лёгкий изотоп ^{12}C, входивший в состав атмосферы Земли, в значительной мере вошел в состав карбонатов и ОВ, что вполне может быть объяснено потеплением верхневолжского климата во время их образования, а кроме того, в результате затопления огромных пространств суши из-за таяния полярных льдов, вызвавших развитие эвстазии и образование верхнеюрского эпиконтинентального морского бассейна, имевшего огромную площадь - около 1 млн км^2, а также и иных бассейнов, присутствовавших в это же самое (верхнеюрское) время на территории Земли.

2. Все исследованные образцы матрицы богаты изотопно-лёгким ^{12}C, имеющим органогенный генезис; его самое низкое содержание отмечается в матрице пород распространенных в периферической части морского бассейна верхнеюрского возраста (Сыморьяхское месторождение), а наиболее высокая его концентрация в матрице из центральной части бассейна (Тортасинское месторождение), что объясняется степенью «герметичности» обстановок, в которых происходило накопление осадков («короткий локальный цикл органического углерода», по С. Ландергрену, 1955), а также значениями восстановительного потенциала, который был сформирован в морских осадках во время их накопления.

3. Выделяются два основных способа формирования карбонатных пород в верхнеюрских осадках при условии участия в их образовании углерода биогенного происхождения: во-первых, из илового раствора, пересыщенного карбонатным материалом (микрозернистая разновидность карбонатов в составе матрицы) и, во-вторых, в результате замещения органических остатков (копролиты, карбонатные радиоляриты).

4. Карбонаты, входившие в состав трещин, присутствующих в матрице, образовывались в них не одновременно, а, напротив, они отлагались последовательно друг за другом, что подтверждается различиями в их изотопном и минеральном составах.

5. Наличие на поверхности матрицы в трещинах мелкокристаллических карбонатов (закалочная фаза) говорит о резком охлаждении ГФ вследствие проявления эффекта Джоуля-Томпсона вследствие раскрытия тектоногенных трещин, заполнявшихся гидротермальным флюидом, из которого выделялись эпигенетические карбонаты.

6. Последовательный рост вклада изотопа ^{13}C в различных генерациях гидротермальных карбонатов, отлагающихся в трещинах от самых первых по направлению к самым последним, говорит о постепенном увеличении в них гидротермальной углекислоты глубинного происхождения.

7. Наоборот, постепенный рост в карбонатах ^{12}C от самой первой по направлению к последней генерации, говорит о том, что в их составе присутствует CO_2, имевшая биогенное происхождение, которая возникла, к примеру, в результате разложения ОВисх под воздействием ГФ, или о резком изменении его температуры, что привело к инверсии изотопного равновесия в системе карбонат-ион-CO_2.

8. В том случае, когда самые последние по времени образования карбонаты, заполнившие трещину белого цвета и характеризуются высоким содержанием ^{13}C, то этот факт, скорее всего, говорит об отсутствии перспектив для поисков в них УВ залежей.

9. Напротив, если заполняющие трещины карбонаты, представлены крупными кристаллами Кц, мелкими кристаллами Пи, Кв диккита и/или Кт с правильной кристаллической огранкой, то это говорит о том, что эти минералы имели тектоно-гидротермальное происхождение, а трещины, на поверхности которых они образовались, не являются диагенетическими трещинами (трещины синерезиса).

10. Недостаток легкого изотопа углерода в составе липидов по сравнению с нефтью и битумоидами, по мнению Э.М. Галимова, компенсируется обязательным участием метана в процессе их образования из $ОВ_{исх}$ [49].

3.2.6. Выделение потенциально-продуктивных пород (пластов) в разрезе бажено-абалакского комплекса по данным ГИС

В предыдущих разделах было доказано, что основными литологическими типами пород, в которых образуется вторичная ёмкость в результате тектоно-гидротермального воздействия на отложения бажено-абалакского комплекса (БАК) и которые представляют собой коллекторы в его составе, являются преимущественно кремнистые, карбонатные и переходные между ними разновидности пород, названные автором потенциально продуктивными (ППП). Общим для этих типов пород является, с одной стороны, их достаточно высокая прочность, а с другой – хрупкость. Поэтому они под действием тектонических сил дробятся, в них образуются трещины (кремнистые породы), а также трещины и каверны (карбонатные разновидности). В отличие от кремнистых пород, слабо растворимых в гидротермальных флюидах (ГФ), в карбонатных, вследствие их высокой растворимости в кислых ГФ, кроме трещинной, формируется также и кавернозная ёмкость (см. подразделы 3.2.2-3.2.5) [94; 101-103; 111; 112; 115; 118; 122; 146; 207; 247]. Благодаря их достаточно высокой прочности, возникающая в них вторичная ёмкость в значительной степени сохраняется. Напротив, вторичная емкость, формирующаяся в породах-генераторах (богатых ОВ) за счет превращения $ОВ_{исх}$ в нафтиды, не сохраняется по двум основным причинам. Во-первых, из-за заполнения образующейся вторичной емкости образующимся из $ОВ_{исх}$ нафтидами, представленными, главным образом, битумом (Бит) с присутствующими в их составе УВ (в форме «твердых» и/или истинных растворов). Во-вторых, из-за их слабой механической прочности, вследствие чего они легко уплотняются под действием литостатического давления, а образовавшиеся жидкие и газообразные УВ эмигрируют в ближайшие породы-коллекторы.

Поскольку первоначально (до воздействия тектоно-гидротермальных процессов) рассматриваемые типы пород не являлись коллекторами, то они были названы автором потенциально продуктивными породами или сокращенно ППП [101-103; 107; 112; 113; 118; 122; 146].

Благодаря своим специфическим петрофизическим свойствам кремнистые и карбонатные разновидности пород легко выделяются в составе БАК различными методами ГИС (НКТ, ГГК, АК, в ряде случаев БК и др.). По данным интервальных испытаний, включая дебитометрию, потокометрию, высокоточную термометрию и др. притоки, получаемые из верхнеюрских отложений, совпадают с местоположениями именно этих пластов (Рисунок 3.59). Таким образом, и промысловые испытания подтверждают, что продуктивными в составе рассматриваемых отложений, являются литологические типы пород, относимые именно к ППП.

Исходя из сказанного выше, можно заключить, что локальный прогноз нефтегазоносности БАК состоит из решения двух задач. Первая задача связана с выделением в разрезе отложений ППП, в которых формируются вторичные коллекторы трещинного и трещинно-кавернозного типов, определении их суммарной мощности и площадной распространённости. Эта задача, как мы видели ранее, решается достаточно просто с помощью данных ГИС [101-103; 107; 112; 113; 118; 122; 146].

Благодаря высокой плотности карбонатные и кремнистые породы (ППП), которые в результате воздействия на них тектоно-гидротермальных порцессов превращаются в продуктивные породы (ПП), надежно выделяются в скважинах ядерно-физическими, акустическими и электрическими методами (см. Рисунок 3.59).

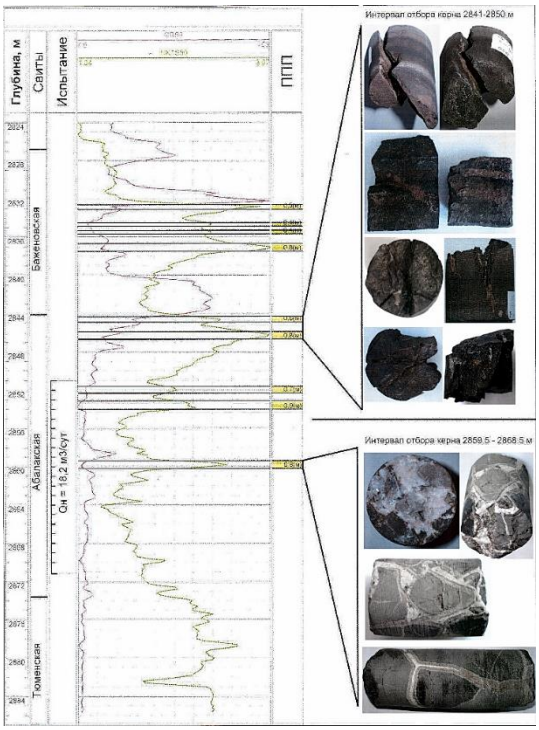


Рисунок 3.59 – Пример выделения потенциально продуктивных пластов (ППП) в отложениях баженовской и абалакской свит по данным ГИС

Этими методами устанавливается толщина каждого из ППП, их распространенность в латеральном направлении, на основании чего составляется карта-схема общей мощности ППП в пределах выбранной площади [101; 103; 112; 118; 122; 146; 208; 247].

В качестве примера оценки числа и общей мощности ППП в БАК с использованием резцльтатов ГИС на некоторых лицензионных участках (ЛУ) и площадях даны в Таблице 3.8. Из этих данных вытекает, что их средняя общая толщина варьирует от 7 до 10 м, а их среднее количество изменяется от 10 до 15 (см. Таблицу 3.8). Иными словами, общая толщина ППП в БАК сравнима с мощностью самых обычных продуктивных отложений, имеющих песчано-алевритовый состав. К сожалению, отдельно взятые ППП и ПП чаще всего обладают малой толщиной – всего 0,5-1,5 м, а также небольшой латеральной протяженностью. Только отдельные ППП, как правило, присутствующие в верхней части абалакской свиты (АС), характеризуются большой латеральной протяженностью и надежно коррелируются в разрезах ближайших скважин.

При этом не следует забывать, что методами ГИС возможно выделение ППП, имеющих достаточно большую толщину (порядка 40 см и более). Менее мощные ППП будут пропущены

при интерпретации данных ГИС, поэтому суммарные толщины ППП, определяемые геофизическими методами, могут оказаться несколько заниженными.

Таким образом, решение первой задачи, а именно выделение в разрезе БАК ППП, определение их суммарной мощности и построение карт их распространения, осуществляется с помощью определенного комплекса ГИС.

Таблица 3.8 – Толщина и количество потенциально продуктивных пластов (ППП), карбонатного и кремнистого состава в БАК, выделенных по данным ГИС

Площадь, ЛУ	Баженовская свита		Абалакская свита		Суммарное число ППП в баженовской и абалакской свитах, шт.	Суммарная мощность ППП в баженовской и абалакской свитах, м	Число скважин. шт.
	Число ППП, шт.	Суммарная толщина, м	Число ППП, шт.	Суммарная толщина, м			
1	2	3	4	5	6	7	8
Ем-Еговская	2 – 9 5	1.6 – 6.5 3.5	4 – 11 8	4.5 – 8.8 6.6	7 – 18 13	6.1 – 14.6 10.0	20
Лебяжье	2 – 5 4	1.4 – 3.0 2.3	5 – 13 8	5.2 – 11.0 7.9	8 – 17 12	7.6 – 13.2 10.0	19
Назымский	2 – 11 4	1.2 – 7.5 3.7	2 – 8 5	2 – 8 4.8	5 – 14 10	4.9 – 15.5 8.5	8
Итьяхская	6 – 9 7	6.2 – 7.8 6.8	5 – 7 6	2.9 – 3.6 3.4	11 – 16 13	9.1 – 11.4 6.8	3
Камынская	3 – 9 6	1.4 – 3.7 2.8	7 – 11 9	3.4 – 5.7 4.4	12 – 19 15	6.2 – 9.2 7.2	10
Восточно-Пальяновская	0 – 10 4	0 – 8.0 4.3	2 – 11 6	3.5 – 9.5 5.9	3 – 19 10	3.5 – 16.0 10.2	16

Примечание: в числителе пределы изменения параметра, в знаменателе – его среднее значение

Тем не менее, этих данных о площади распространения и общей толщины ППП мало для проведения оценки перспектив БАК. Для достоверного прогноза следует также выделить площади, где происходило тектоно-гидротермальное воздействие на ППП, без чего образование в них эпигенетических коллекторов, содержащих залежи УВ, невозможно. Иными словами, площади, в пределах которых ППП трансформировались в продуктивные породы (ПП).

Для решение этой важной задачи, то есть определения площадей, на которых тектоно-гидротермальные процессы воздействовали на БАК, предлагается использовать оригинальную методику, включающую в себя комплексирование результатов сейсморазведочных работ и данных тектонофизического моделирования, которое проводится с использованием результатов сейсморазведки. Суть этой методики рассматривается в следующем подразделе.

3.2.7. Тектонофизическое моделирование на основе данных сейсморазведки с целью локального прогноза перспективных зон различных категорий в бажено-абалакском комплексе

В предыдущих разделах были описаны основные виды пород-коллекторов, которые до момента образования в них пустотного пространства являются потенциально продуктивными (ППП). Раскрыт механизм формирования из них продуктивных пород (ПП) с участием тектоно-гидротермальных процессов, в результате чего они переходят из потенциально продуктивных (ППП) в продуктивные (ПП). Показано, как они выделяются с использованием результатов ГИС.

Однако полученных данных о суммарной мощности ППП в составе бажено-абалакского комплекса (БАК), определенной с использованием результатов ГИС, недостаточно, чтобы провести оценку перспектив нефтегазоносности БАК. Для этого следует выделить площади или зоны, на которых происходило воздействие тектоно-гидротермальных процессов на ППП, так как без этого воздействия невозможно образование в них эпигенетичных оллекторов, содержащих залежи УВ. Иными словами, площади, в пределах которых ППП превращались в ПП.

С целью определения площадей, на которых осуществлялось тектоно-гидротермальное воздействие на БАК, применялась упомянутая ранее методика комплексирования результатов сейсморазведочных работ и выполненного на их основе тектонофизического моделирования [100; 103; 107; 112; 119; 122; 146; 208; 247].

Моделирование осуществлялось с использованием двух способов: *оптико-поляризационного* и *тектоно-седиментационного*.

Физические основы этих методов подробно описаны в подразделе 2.3, поэтому здесь мы сразу перейдем к рассмотрению конкретных примеров оптического и седиментационного моделирования с целью выделения перспективных участков или зон разуплотнения (дробления) в БАК.

Рассмотрим результаты оптического моделирования на примерах двух простейших антиклинальных структур, встречаемых на сейсмовременных разрезах различных месторождений и площадей Западной Сибири (Рисунок 3.60а, г).

Первая оптическая модель позволяет изучить распределение напряжений и осуществить прогноз тектонической трещиноватости в осадках, возникающих в результате роста симметричного антиклинального поднятия, напоминающего своеобразный «подземный вулкан» (Рисунок 3.60а). Кстати говоря, над вершинами антиклинальных блоков, присутствующих на сейсмовременном разрезе, изображенном на этом же рисунке, на некотором расстоянии от них, присутствуют трещиноватые зоны разуплотнения (просадки), о которых говорилось ранее (см. подраздел 2.3 и Рисунок 2.35).

Вследствие вздымания этого блока в желатиновой модели возникают напряжения, уровню которых соответствуют изохромы различных порядков. Чем выше порядок изохром, тем значительнее напряжения, существующие в этом участке, и тем выше вероятность возникновения в их пределах трещинных дислокаций (Рисунок 3.60б, в).

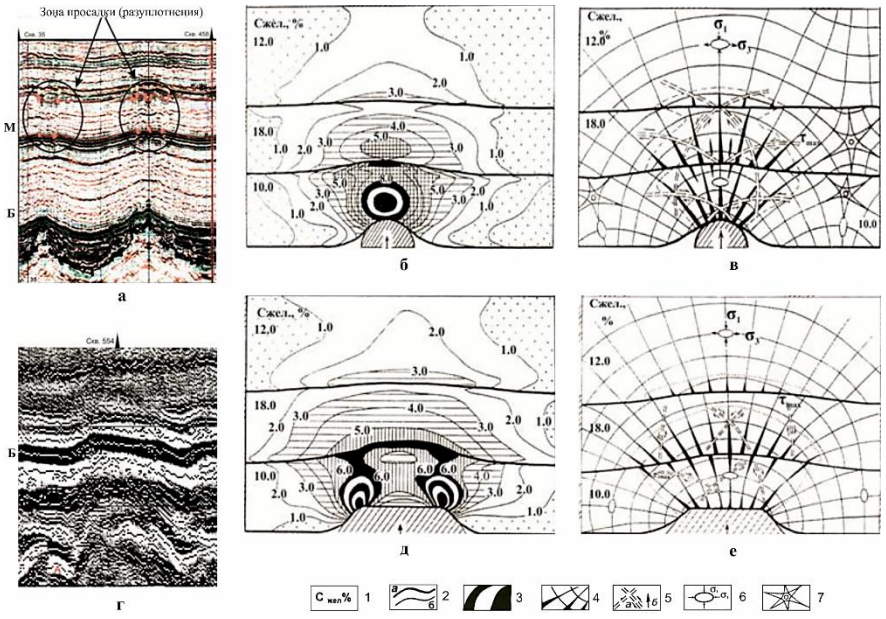


Рисунок 3.60 – Примеры базовых сейсмопрофилей (а, г) и расшифровка построенных на их основе оптико-поляризационных моделей (б, в, д, е); а – Пальяновская площадь, г – Салымское месторождение

Условные обозначения: 1 – концентрация желатина; 2: а – границы между желотиновыми слоями, б – изохромы (уровни касательных напряжений); 3 – максимальные значения порядка изохром (более 8); 4 – траектории нормальных напряжений (σ_1), их уширения – прогнозируемые трещины; 5: а – траектории касательных напряжений (τ_{max}), б – направление движения антиклинальных блоков; 6 – эллипсоид деформации; 7 – изотропная точка

Чтобы определить наиболее вероятную ориентацию трещин, которые могут возникнуть в участках с повышенными значениями напряжений, используются направления изоклин, присутствующих в оптико-поляризационных моделях. Полученные результаты свидетельствуют о том, что максимальная концентрация напряжений и, соответственно, максимальная трещиноватость будет наблюдаться непосредственно над вершиной антиклинальной структуры, причём трещины в этом месте будут иметь субвертикальную ориентацию (см. Рисунок 3.60в). Зона дробления будет расширяться по направлению вверх, достигая максимальной ширины на границе нижнего и среднего желатиновых слоёв, соответствующих в модели баженовской толще, а затем она вновь начинает уменьшаться в латеральных размерах, полностью исчезая немного выше границы между средним и верхним желатиновыми слоями (см. Рисунок. 3.60в).

По мере роста поднятия первоначально образуются трещины в области сжатия, формирующейся непосредственно над его вершиной. Затем вследствие продолжающегося его движения вверх постепенно на некотором удалении (в рассматриваемой модели на границе первого (тюменская свита) и второго (АС) слоёв и во втором (БС) слое) возникает зона растяжения (разуплотнения), которая также характеризуется повышенными значениями касательных напряжений и в которой также возникают условия для образования субвертикальных трещин. Постепенно по мере роста этого поднятия трещины, сформировавшиеся в нижней зоне сжатия, поднимаются вверх, а таковые, возникшие в зоне растяжения, расположенной в верхних слоях, устремляются вниз и в какой-то момент обе трещинные зоны могут соединится, образовав единую высокопроницаемую субвертикальную зону по которой становится возможной эффективная миграция флюидов снизу-вверх или в обратном направлении в зависимости от ориентации градиентов пластовых давлений

существующих между нижними и верхними породами-коллекторами или нефтематеринской толщей (БС) и породами-коллекторами.

Распределение напряжений, возникающих вследствие роста трапециевидного поднятия заметным образом отличается от рассмотренного ранее, сформировавшегося над симметричным поднятием (Рисунок 3.60д).

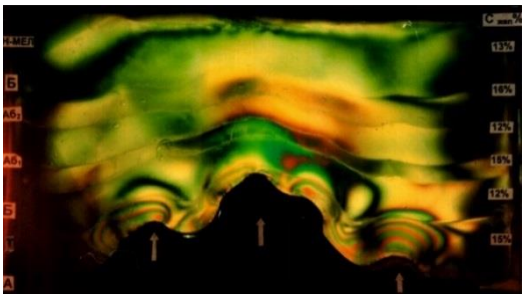
Если в первой модели (симметричное поднятие) первый участок максимальных концентраций напряжений (зона сжатия) формируется непосредственно над вершиной этого поднятия, а второй на некотором удалении от него (зона разуплотнения), то во второй модели (трапециевидное поднятие) участки с максимальными напряжениями (зоны сжатия) возникли над его крыльями, а в непосредственной близости от его плоской вершины расположился участок с низкими значениями напряжений (см. Рисунок 3.60д). Второй участок повышенных напряжений (зона растяжения) в этой модели возник также на некотором удалении от её вершины, причём она имеет гораздо большую латеральную протяженность, чем таковая, сформировавшаяся над первой моделью (см. Рисунок 3.60б, д). Субвертикальные высокопроницаемые трещинные зоны в рассматриваемой модели прогнозируются на краях этого поднятия, а в центральной части над его плоской поверхностью могут сохраниться нераздробленные (монолитные) участки (см. Рисунок 3.60д, е). Поэтому интенсивная вертикальная миграция флюидов в этом случае возможна лишь на бортах трапециевидного поднятия, а не в его центральной части.

Интересно, что высокодебитная скважина 554Э, пробуренная на Салымском месторождении и вскрывшая БАК, попала как раз в рассмотренную выше структурно-тектоническую ситуацию и её «виртуальный» ствол находится именно в субгоризонтальной протяженной зоне дробления, приуроченной к границе нижнего и среднего слоёв оптической модели, имитирующих зону сочленения отложений баженовской и абалакской свит (см. Рисунок 3.60г-е).

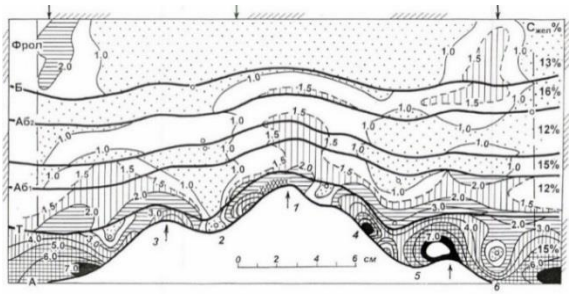
В обеих рассмотренных выше моделях прогнозируемые трещины ориентированы субвертикально по отношению к вершинам поднятий, а по направлению к их крыльям и вниз к их основаниям, они начинают наклоняться и принимать всё более пологое положение (см. Рисунок 3.60в, е).

Рассмотрим более сложную оптическую модель, подготовленную по сейсмическому разрезу Восточно-Пальяновской площади (Рисунок 3.61а).

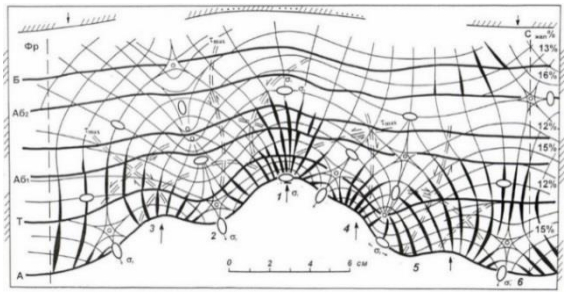
В подготовленной по этому сейсмопрофилю оптической модели в основном отмечаются похожие закономерности на те, что присутствовали и в рассмотренных выше моделях. Единственным важным отличием настоящей от предыдущих моделей является появление множества изотропных точек, в которых тангенциальные напряжения равны нулю, а нормальные напряжения имеют одинаковые значения во всех направлениях (Рисунок 3.61б, в). Эти участки являются зонами всестороннего сжатия, в которых в природных условиях наблюдается уплотнение осадков, а потому скважины, пробуренные в пределах таких участков, во время их испытания будут низкодебитными или вовсе «сухими». Еще одно важное свойство этих точек – это то, что при их пересечении снизу–вверх, или, наоборот, сверху-вниз трещины отрыва изменяют свое направление на 90º, а эллипсоид деформации, соответственно, поворачивается на те же 90º (см. Рисунок 3.61в).



а



б



в

Рисунок 3.61 – Оптико-поляризационная модель, построенная по одному из сейсмопрофилей Пальяновского месторождения (а) и её расшифровка (б, в); условные обозначения см. на Рисунке 3.59

Полученные результаты оптическолго моделирования свидетельствуют о том, что этот метод дает возможность прогнозировать места расположения участков сжатия и разуплотнения, где создаются условия для возникновения тектоногенных трещин в компетентных слоях, имитирующих ППП, их ориентацию и объемную плотность.

Использованы два способа *седиментационного* моделирования: *двумерный* и *трехмерный*.

Начнем рассмотрение с *двумерных* седиментационных моделей.

Двумерные седиментационные модели помогают понять механизм формирования зон разуплотнения или просадки в осадочной толще, которые часто наблюдаются на сейсмовременных разрезах на некотором расстоянии от вершин поднятий, о чём уже говорилось ранее в разделе 2 (см. Рисунок 2.42а). Для этого сравним исходную седиментационную модель и ту же модель после роста центрального антиклинального блока (Рисунок 2.42а, б). На представленных рисунках хорошо видно, что вследствие роста центрального антиклинального блока в первоначально субпараллельных слоях над ним в осадках образовалась зона разуплотнения, проявившаяся в осадках в виде просадки (Рисунок 2.42б). Напомним механизм формирования зоны разуплотнения или просадки. Дело в том, что растущий антиклинальный блок смещает перекрывающие его осадки не только вверх, но и своими «плечами» в субгоризонтальном направлении. Поэтому на некотором расстоянии от его вершины возникает

зона растяжения или разуплотнения, которая проявляется в виде просадки осадков над вершиной поднятия (см. Рисунок 2.42б). Образование этой зоны было предсказано ранее при рассмотрении оптических моделей (см. Рисунок 2.35а, б).

Если антиклинальный блок имеет достаточно большие размеры и амплитуду, то зона разуплотнения может выйти на поверхность седиментационной модели и в зависимости от формы поднятия проявиться на ней, например, в виде грабенообразного провала, покрытого многочисленными разнонаправленными трещинными дислокациями (Рисунок 2.42в).

На примере одной из седиментационных моделей рассмотрим, как ведут себя трещинные дислокации в компетентных слоях, возникшие вследствие роста антиклинального блока начиная от самых нижних и заканчивая самыми верхними. В качестве примера проанализируем результаты препарирования компетентных слоёв, в которых образовались трещины, в седиментационной модели, построенной на основе одного из сейсмовременных разрезов, пересекающих главное поднятие в пределах Кальчинского месторождения [98] (см. раздел 2).

В препарированных компетентных слоях хорошо видны основные закономерности распределения и морфологии возникших в них дислокаций, а также величина их раскрытости (Рисунок 3.62а). Эти закономерности заключаются в следующем:

- если в нижних компетентных пластах ориентация возникших трещин напоминает структуру «разбитой тарелки», то по направлению вверх они приобретают ортогональное взаиморасположение;

- плотность и раскрытость трещин по направлению вверх уменьшаются;

- в каждом компетентном слое возникла своя уникальная система трещин, в которой их расположение не повторяет таковую даже в соседних компетентных пластах.

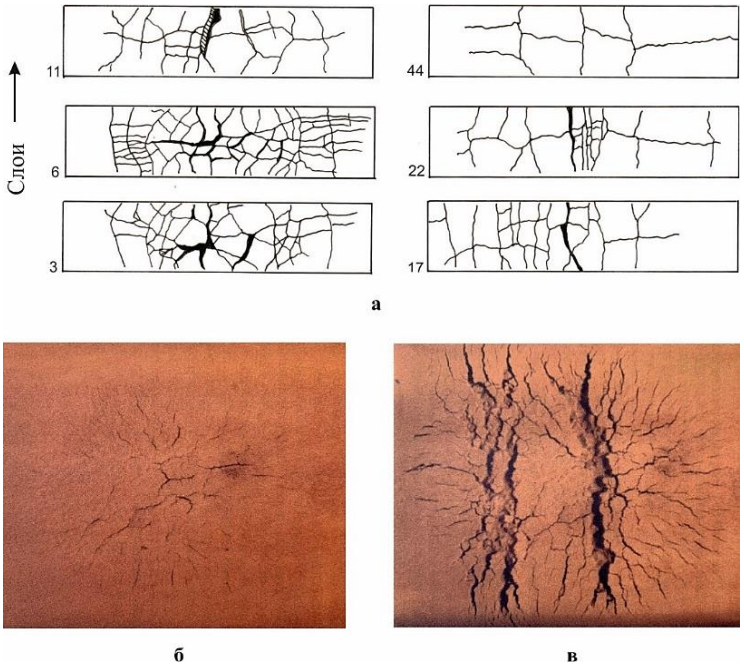


Рисунок 3.62 – Результаты препарирования компетентных слоев двумерной седиментационной модели главного поднятия Кальчинского месторождения с распределением в них разрывных дислокаций (а), системы трещин, сформировавшихся на начальной стадии роста поднятия (б) и после завершения его роста (в); цифрами обозначены номера компетентных слоев по направлению снизу-вверх

Таким образом трещины, образующиеся в различных компетентных пластах, имеющих небольшую мощность (как в БАК), как правило, не совпадают по своему расположению и ориентации, поэтому ожидать существования линейных разрывных нарушений, протягивающихся на значительные расстояния в неоднородной по составу и физико-механическим свойствам осадочной толще, вряд ли можно считать правильным. Зоны дробления и, в частности, разуплотнения, скорее всего, представляют собой участки, в пределах которых

многочисленные, преимущественно вертикально ориентированные дислокации, несмотря на их различное расположение и ориентацию в горизонтальной плоскости, тем не менее, пересекаются друг с другом и представляют собой взаимосвязанную (целостную) систему, по которой возможна эффективная вертикальная фильтрация флюидов (см. раздел 2).

В процессе роста антиклинального блока, возникающая зона трещинных дислокаций изменяет свою пространственную ориентацию, раскрытость и протяженность (Рисунок 3.62б, в).

Проведенное двумерное моделирование дало возможность установить взаимосвязи между трещинной «пористостью», линейной плотностью трещин, образующихся в компетентных слоях, имитирующих ППП в БАК, и амплитудой поднятий (Рисунок 3.63а, б). Установлена вполне ожидаемая закономерность, заключающаяся в том, что в компетентных слоях, имитирующих ППП в абалакской свите (АС), отмечаются большая величина трещинной «пористости», линейной плотности трещин и гораздо большая величина радиуса формирующихся зон с максимальными значениями трещиноватости по сравнению ППП, в составе БС при одинаковой высоте поднятий (см. Рисунок 3.63а, б).

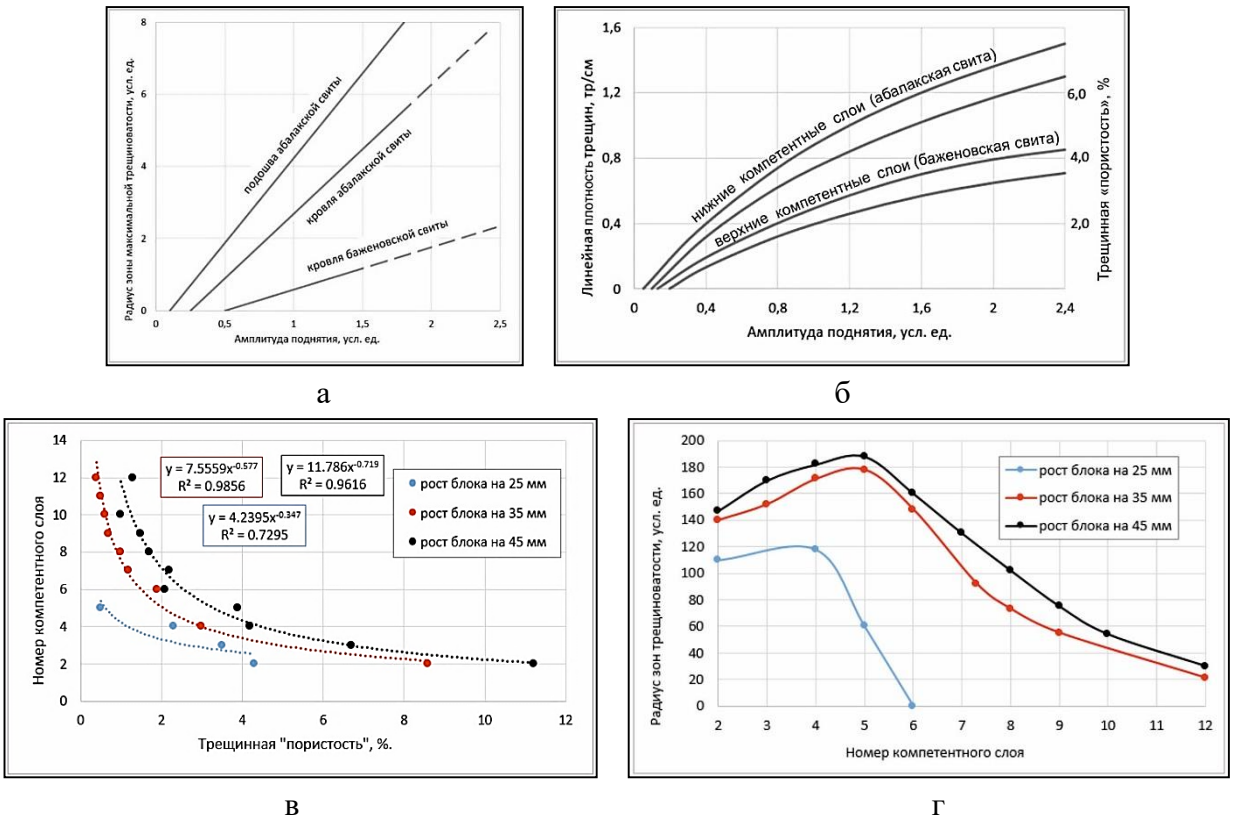


Рисунок 3.63 – Результаты обработки данных по двумерному тектоно-седиментационному моделированию

а – зависимость радиуса зоны максимальной трещиноватости от амплитуды поднятия в компетентных пластах (ППП), моделирующих отложения баженовской и абалакской свит; б – связь линейной плотности трещин и трещинной «пористости» в тех же компетентных пластах, входящих в состав моделей этих же свит; в – связь между величиной трещинной «пористости» и номером компетентного слоя в зависимости от амплитуды поднятия антиклинальных блоков; г – связь между номером компетентного слоя и радиусом зоны трещиноватости в зависимости от амплитуды поднятия тех же антиклинальных блоков

Аналогичные связи установлены для антиклинальных блоков, характеризовавшихся различной величиной их амплитуды, и для компетентных слоев (ППП), имевших различное

расстоянии до их вершин (Рисунок 3.63в, г). Полученные зависимости свидетельствуют о том, что над самым низким блоком, уже в 6 компетентном слое трещины исчезают, а над самыми крупными блоками трещины сохраняются до 12 компетентного слоя. Следует также обратить внимание на тот факт, что установленная зависимость характеризуется практически экспоненциальным видом (см. Рисунок 3.63в).

Полученные с помощью седиментационного моделирования результаты подтверждают установленную ранее (при использовании оптического моделирования) закономерность, заключающуюся в том, что первоначально радиус трещиноватости увеличивается по направлению снизу-вверх, а потом наблюдается довольно резкое уменьшение его величины (см. Рисунки 3.60б, в, д, е и 3.63г).

Трёхмерное седиментационное моделирование.

Как уже говорилось ранее в разделе 2, в отличие от двумерного седиментационного моделирования, позволяющего имитировать лишь отдельные плоские вертикальные фрагменты той или иной площади по аналогии с сейсмовременными разрезами, трёхмерные седиментационные модели способны давать более полную информацию о плотности трещин, формирующихся вследствие роста одного или нескольких блоков в пределах выбранного для моделирования участка по её высоте. Для этого используются данные о структуре поверхности выбранного антиклинального участка, обычно, по отражающему горизонту «А», по которому строятся объёмные модели выбранных поднятий. В трехмерную седиментационную модель, также, как и в двумерную, закладываются тонкие (толщиной 2-4 мм) компетентные слои с целью определения ориентации и плотности трещин, которые сформируются в них вследствие их деформации растущими трёхмерными антиклинальными блоками.

В качестве примера трёхмерной седиментационной модели рассмотрим таковую, построенную на основе сейсморазведочных данных, представляющую собой фрагмент с антиклинальным блоком, выбранным в пределах Каменной площади (Рисунок 3.64а).

По этой антиклинальной структуре была изготовлена модель, повторяющая все её морфологические особенности (Рисунок 3.64б). После чего проводилось моделирование роста этого поднятия, а затем, так же, как и при двумерном седиментационном моделировании, осуществлялась её послойная разборка (препарирование) и изучались закономерности распределения трещин, образовавшихся после роста поднятия в компетентных слоях (Рисунок 3.64в-д).

Анализ полученных результатов дал возможность построить зависимости подобные рассмотренным выше при изучении двумерных седиментационных моделей, например, величины трещинной (двумерной) «пористости» от расстояния до вершины антиклинального блока (Рисунок 3.64е).

Поскольку антиклинальный блок, использованный в трёхмерной седиментационной модели достаточно высокоамплитудный, то зона разуплотнения, образовавшаяся над его вершиной, вышла на поверхность модели в виде протяженных узких грабенообразных провалов и трещин. Подобная ситуация возникла над антиклинальными структурами в пределах Ем-Еговского месторождения, где река Ем-Еган протекает непосредственно по этой зоне, представляющей собой малоамплитудный грабенообразный провал, о чем говорилось ранее.

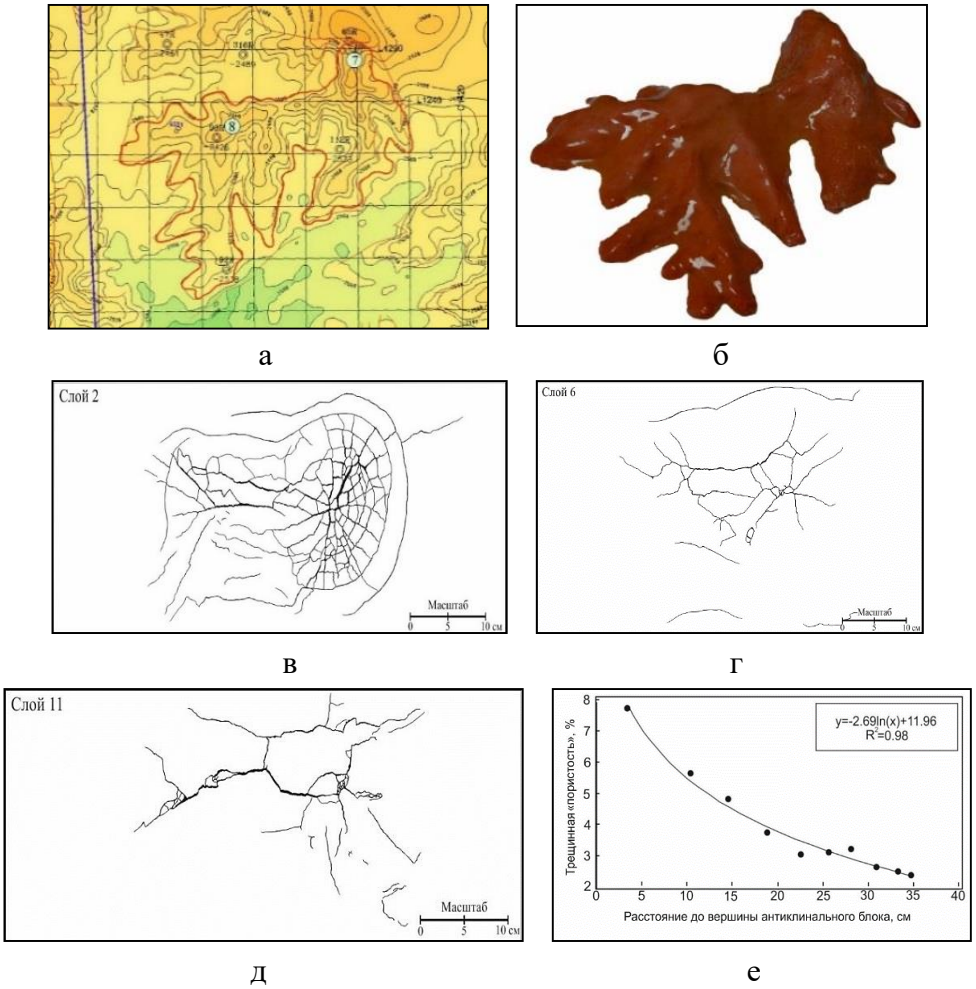
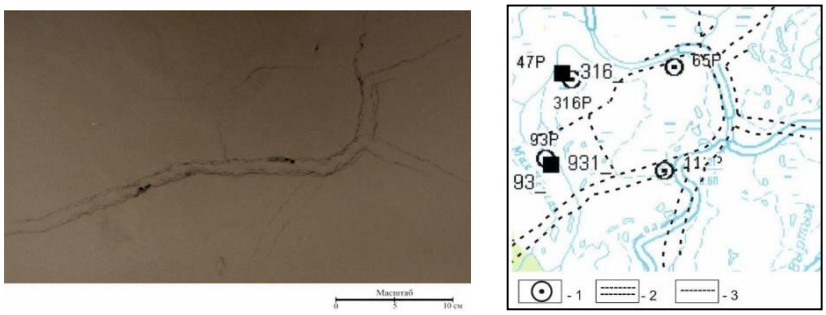


Рисунок 3.64 – Фрагмент структурной карты Каменной площади по горизонту А (а), фотография антиклинального блока, имитирующего эту положительную структуру (б), распределение трещин в компетентных слоях трехмерной седиментационной модели, образовавшихся в них вследствие роста этой антиклинальной структуры (в-д) и зависимость трещинной «пористости», образовавшейся в компетентных слоях этой модели от расстояния до вершины антиклинального блока (е); нумерация компетентных слоев идет по направлению снизу-вверх

В этой связи представляет живой интерес сопоставить расположение зоны разуплотнения, возникшей на поверхности трёхмерной седиментационной модели рассмотренного выше фрагмента Каменного месторождения (Рисунок 3.65а), с реальной дневной поверхностью этого же участка. Наложение полученной в модели зоны разуплотнения на гидрографическую карту поверхности этого же участка показало, что полного соответствия провалов (отвечающих этим зонам разуплотнения) и русел речных проток и ручьёв не наблюдается (Рисунок 3.65б).

Так, если в восточной части рассматриваемого участка отмечается почти идеальное совпадение зоны разуплотнения, вышедшей на поверхность модели с расположением проток реки Оби, причём даже ширина зоны разуплотнения, полученная при седиментационном моделировании, практически полностью совпадает с шириной русел этих проток (см. Рисунок 3.65б). То в западной половине этого же участка совпадения зон разуплотнения, протянувшихся в западном направлении (по данным седиментационного моделирования) с реальной гидрографической обстановкой этого же участка гораздо хуже. Отмечается лишь цепочка мелких озёр, примыкающих к самой крупной из них и небольшой ручей, протекающий по этой же зоне разуплотнения в юго-западной части рассматриваемого участка (см. Рисунок 3.65б).



а б

Рисунок 3.65 – Фотография зоны разуплотнения трехмерной седиментационной модели Каменной площади (см. предыдущий рисунок), вышедшая на ее поверхность (а) и ее проекция на гидрографическую карту этого же участка (б)
Условные обозначения: 1 – скважины; 2 – грабеновидные провалы; 3 - трещины

Отсутствие полного совпадения зон разуплотнения по данным седиментационного моделирования и реальной гидрографией этого участка, скорее всего, объясняется особенностями регионального уклона земной поверхности на рассматриваемой территории. В восточной части уклон поверхности совпадает с направлением зоны разуплотнения и обские протоки текут по этим зонам разуплотнения, а в западной части этой территории наблдается повышение уровня земной поверхности, поэтому протоки здесь полностью отсутствуют. Наблюдаются лишь цепочки мелких озёр и ручьев, тяготеющих к этим зонам (см. Рисунок 3.65б).

Здесь уместно напомнить, что огромная зона разуплотнения возникла в районе Самотлорского месторождения, а само озеро Самотлор находится в центре этой зоны разуплотнения, вышедшей на поверхность и заполнившейся водой этого озера. Причём само озеро находится в центре малоамплитудного поднятия, то есть приподнято над окружающей его территорией, чем отчасти напоминает кальдеру вулканической постройки. Аналогичная ситуация была смоделирована в седиментационной модели (см. Рисунок 2.42б). Газы и, в первую очередь, метан, поднимающиеся из глубины по этой зоне разуплотнения, пронизанной субвертикальными трещинами, насыщают воду озера, делая её непригодной для существования живых организмов, из-за чего в переводе с местного хантыйского наречия оно называется «мёртвым озером» [119].

Таким образом, полученные в результате проведенного тектонофизического моделирования данные свидетельствуют о том, что если эпигенетические коллекторы трещинного и трещинно-кавернового типов, возникшие в отложениях БАК, образовались в результате воздействия на них тектоно-гидротермальных процессов, то следует ожидать существования связи между дебитами, полученными из скважин, вскрывших БАК и расстоянием до оси зон просадки осадков или разуплотнени, которые образовались над поднятиями. На самом деле, установлена надежная положительная связь между величинами начальных дебитов, полученных из скважин, вскрывших БАК, с одной стороны, и расстоянием до главных осей зон просадки или разуплотнения, с другой (Рисунок 3.66а). Эта связь свидетельствует о том, что если скважины пробурены на расстоянии примерно 600 м и далее от оси главной зоны просадки или разуплотнения, то из них будут получены низкие дебиты нефти, либо они вовсе окажутся «сухими» (см. Рисунок 3.66а). С целью перевода таких скважин в класс рентабельных следует провести в них гидроразрыв в направлении оси зоны разуплотнения (тектонической

трещиноватости). В этом случае возникает вероятность соединения ствола этой скважины с продуктивными пластами (ПП), входящими в состав БАК.

В качестве примера прогнозной карты-схемы с нанесенными на нее тремя категориями перспективных зон, полученными на основании данных тектонофизического моделирования, с использованием результатов 3Д сейсмической разведки, представлены на Рисунке 3.66б. На этой же карте-схеме присутствуют изопахиты общих мощностей ППП, присутствующих в БАК, поскольку с их толщиной напрямую связаны значения пустотного пространства в трещинных и трещинно-кавернознях эпигенетических коллекторах, возникших в них в результате воздействия на них тектоно-гидротермальных процессов, а, следовательно, и запасы УВ, присутствующие в них.

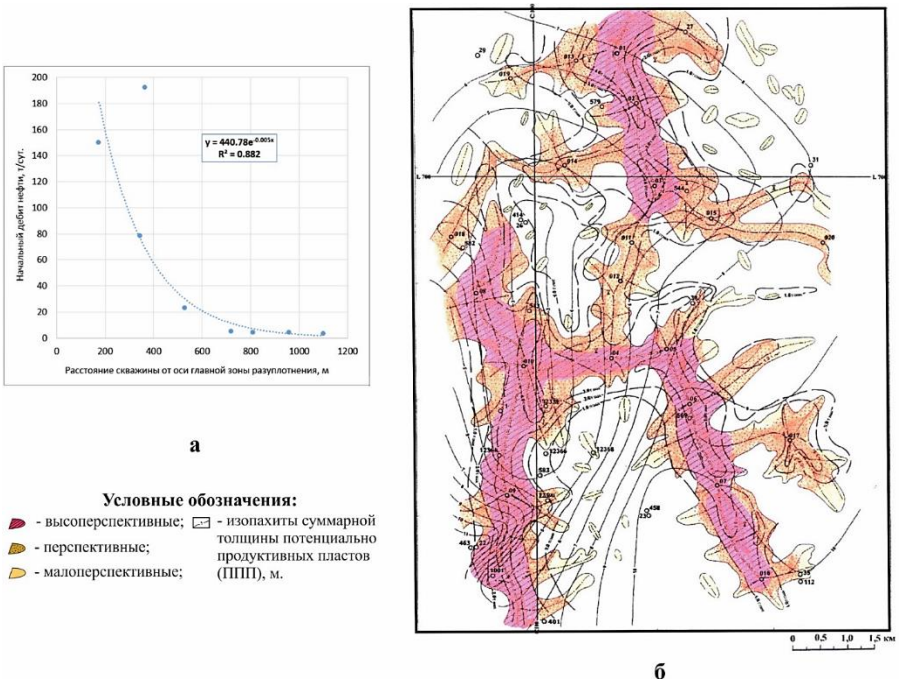


Рисунок 3.66 – Зависимость начальных дебитов нефти из скважин от их расстояния до оси главной зоны разуплотнения (а) и структурно-прогнозная схема размещения трещинных коллекторов в бажено-абалакском комплексе Пальяновской площади (б) (по данным сейсморазведки и тектонофизического моделирования)

Важность трещин в фильтрационно-емкостных свойствах продуктивных отложений известна давно, поэтому геологи и нефтяники пытались с помощью сейсморазведки выделять трещиноватые зоны [224; 309; 311; 314; 315; 319]. Но из-за особенностей тонкослоистого строения БАК, в котором мощности единичных прослоев ППП составляют от десятков см до 2.0-2.5 методы сейсморазведки не эффективны. Поэтому становится совершенно очевидным, что именно метод комплексирования результатов сейсморазведочных работ и данных тектонофизического моделирования, проведенного с их использованием, дает возможность осуществлять достоверный прогноз зон, в пределах которых сформировались эпигенетичные (тектоногенные) коллекторы в БАК и более того, осуществлять качественную оценку значений эпигенетической трещинной «пористости», что находит свое подтверждение в результах опробования эксплуатауионных и разведочных скважин [112; 122; 146].

Поэтому изучим более подробно закономерности, наблюдаемые в распределении трещин и их плотности в зависимости от амплитуды того или иного поднятия, толщины компетентных

слоёв, моделирующих продуктивные карбонатные и кремнистые пласты (ППП), входящие в состав БАК, а также их положения в осадочном разрезе.

Как показали проведённые эксперименты по тектонофизическому моделированию, плотность трещин, возникающих в компетентных слоях, а также величина их раскрытости и площадь формирующейся над поднятием зоны деструкции, при прочих равных условиях, зависит от их толщины - чем толще компетентный слой, тем меньше плотность образующихся в нём трещин, однако больше величина их раскрытости и значительнее площадь их распространения. Напротив, чем тоньше компетентные пласты, тем выше в них плотность трещин, но меньше их раскрытость и площадь их распространения. Самые небольшие промежутки между трещинами характерны для наиболее тонких прослоев силицитов, толщиной около 3-10 см. В этих прослойках трещины располагаются на расстоянии от 2-3 до 10-15 мм друг от друга (см. Рисунок 3.12д).

Кроме того, проявляется ещё одна закономерность, связанная с тем, что радиус зоны трещиноватости, возникающей над растущим поднятием, зависит от его линейных размеров – чем больше радиус поднятия (при одинаковой амплитуде), тем значительнее латеральные размеры зоны дробления, формирующейся над ним.

Следует также обратить внимание на тот факт, что если растущие антиклинальные блоки довольно близко расположены по отношению друг к другу, то зоны трещиноватости, образовавшиеся над ними в осадках, моделирующих отложения БАК, сливаются в единую обширную зону дробления, поэтому в природных условиях в такой зоне могут присутствовать значительные запасы УВ.

С практической точки зрения большое значение имеет прогноз средних расстояний между трещинами, формирующимися в компетентных пластах или ППП, так как от этого будет зависеть степень вероятности попадания в трещину или трещины ствола скважины. В этой связи сделаем по этому поводу ряд некоторых общих замечаний.

Наибольшая плотность трещин или минимальные расстояния между трещинами должны существовать в самых тонких ППП, о чем уже говорилось ранее, поэтому максимальная вероятность попадания в процессе бурения скважины в трещинную зону существует в самых маломощных ППП. Если принять в качестве оценочных, полученные экспериментальные данные, то можно предположить, что расстояние между трещинами в этих слоях будет примерно соответствовать их мощности в участках максимального дробления (вблизи оси зоны разуплотнения) или превышать их мощность в 4-6 раз в зонах умеренной трещиноватости (на заметном удалении от оси этой зоны). Поэтому если в 0.3-0.5 метровом ППП минимальное расстояние между трещинами может составить примерно те же 0.3-0.5 метров в зоне максимального дробления, то в участках с умеренной трещиноватостью расстояние между ближайшими трещинами в пластах такой же мощности составит в среднем – 0.5-1.0 м. В ППП, имеющих мощность 1.5-2.0 м, соответствующие расстояния между ближайшими трещинами будут изменяться от 1.5-2.0 м до 7.5-10.0 м. Важно отметить, что из результатов седиментационного моделирования следует, что все трещины, слагающие зону деструкции в одном и том же ППП, взаимосвязаны друг с другом, поэтому при попадании скважиной хотя бы в одну из трещин ею будет дренироваться вся эта зона.

Понятно, что вряд ли можно напрямую переносить полученные в экспериментах зависимости между толщиной компетентных слоёв и расстоянием между трещинами, образующимися в них на природные объекты. Поэтому были проанализированы данные о трещиноватости в песчаниках и алевролитах, вскрытых в природных разрезах различных

районов Карпат [180]. Анализ приведённых в этой работе результатов исследований показал, что в песчаниках и алевролитах флишевых отложений Карпат расстояние между субвертикальными трещинами превышает их толщину в 1.4-1.5 раз. Толщина этих пластов изменялась от первых сантиметров до двух с лишним метров, что в первом приближении соответствует мощности ППП, входящих в состав БАК.

Очевидно, что для более детального сопоставления результатов тектоно-седиментационного моделирования и данных полевых наблюдений необходимо учитывать амплитуды поднятий, над которыми происходит формирование зон трещиноватости, а также их морфологию. Тем не менее, можно отметить, что в целом отмечаются явные сходства в соотношениях мощности слоя и расстояниях между трещинами в нём. В наших экспериментах расстояние между трещинами вблизи вершины антиклинального блока в среднем оказалось больше мощности компетентных слоёв в 1.5-2.0 раза, а в природных объектах – в 1.4-1.5 раз.

Исходя из приведённых выше оценок расстояний между ближайшими трещинами в компетентных пластах различной мощности, при бурении скважин на обсуждаемые верхнеюрские объекты, чтобы не пропустить зону тектонического дробления (зону разуплотнения), после бурения скважин вблизи оси зоны разуплотнения необходимо делать пусть даже неглубокий (малообъёмный) гидроразрыв с протяженностью трещин порядка 15-20 м.

Следующей чрезвычайно важной с точки зрения поисков и разработки трещинных коллекторов задачей является достоверный прогноз ориентации возникающих тектоногенных трещин. На основе полученных экспериментальных данных можно заключить, что над небольшими изометричными поднятиями формируются округлые зоны дробления, напоминающие по форме структуру разбитой тарелки, в которой по краям образуются дугообразные трещины, а в центральной части радиальные и реже – субперпендикулярные (см. Рисунок 3.56а). Над крупным продолговатым поднятием формируется субперпендикулярная сеть трещин, причём преобладают трещины, ориентированные вдоль его оси и бортов, эти же трещины имеют максимальную раскрытость. Поэтому при бурении горизонтальных скважин необходимо учитывать морфологию поднятия, над которым прогнозируется существование тектоногенной зоны трещиноватости.

Наконец, не следует забывать о том, что по мере роста поднятия трещины изменяют свою ориентацию, например, вторая (более поздняя) генерация трещин может оказаться расположенной субперпендикулярно по отношению к системе первой (более ранней) генерации трещин (см. Рисунок 3.62б, в), на что обращали внимание В.В. Белоусов и М.В. Гзовский в своей ранней работе, посвященной экспериментальной тектонике [14].

Несомненный интерес также представляет оценка латеральных размеров зоны трещиноватости, возникающей над образовавшимися поднятиями. Анализ полученных экспериментальных данных показал, что можно очень грубо (на качественном уровне) определить ширину такой зоны, связав её размеры с амплитудой этих поднятий. Максимальная ширина трещинной зоны разуплотнения, формирующейся над поднятиями примерно в 5-6 раз больше их амплитуды. Поэтому, если амплитуда антиклинального блока составляет порядка 100-150 м, то максимальная ширина зоны дробления над таким блоком может варьировать в пределах от 500-600 м до 750-900 м.

Анализ зависимости расстояния продуктивных скважин, вскрывших БАК, от оси зоны разуплотнения и их дебитом показал, что скважины, в которых получены притоки нефти из ППП, входящих в состав этого комплекса, расположены на расстоянии не более 500-800 м от оси зон

разуплотнения (см. Рисунок 3.66а). Расстояние наиболее высокодебитных скважин от оси разуплотнения не превышает 350-400 м (см. Рисунок 3.66а). Таким образом, полученные на основе моделирования результаты, в первом приближении соответствуют данным промысловых испытаний. Выполненные исследования дали возможность оценить площадь УВ залежей в БАК, которая также является одним из главных параметров, необходимых для подсчета запасов УВ объемным методом (см. Рисунок 3.66б).

Изучение степени успешности прогнозов, выполненных для бажено-абалакского комплекса на основе комплексирования данных сейсморазведки и тектонофизического моделирования на примере 12 площадей и ЛУ, показало, что этот показатель изменяется от 66 до 100 %. Было установлено, что степень достоверности прогнозов напрямую зависит от качества исходной геолого-геофизической информации. Поэтому при проведении поисково-разведочного и эксплуатационного бурения скважин на площадях, освещенных сейсморазведочными работами, следует осуществлять тектонофизическое моделирование в их пределах с целью выделения наиболее перспективных участков с максимально высокими ФЕС пород-коллекторов (ПП) в составе БАК, чтобы грамотно организовать сначала разведку, а затем и разработку углеводородных залежей в пределах этих площадей, а также осуществить подсчет запасов УВ, присутствующих в БАК.

Используя полученные данные попытаемся реконструировать способ образования эпигенетических (тектоногенных) коллекторов и залежей УВ в БАК, так как без этого нельзя осуществить прогноз перспектив интересующего лицензионного участка или площади. Этот механизм формирования перспективных зон в осадочном чехле, включая и БАК, имеет универсальный характер. Он был представлен в предыдущем разделе, поэтому повторим здесь его описание в сокращенной форме.

Над магматическими телами (плюмами), поднимающимися из астеносферы образуются зоны напряжений. Постепенно значения этих напряжений начинают превышать прочность залегающих над ними пород фундамента и осадков в результате чего над этими телами формируются зоны дробления, по которым вверх поднимаются высокоэнтальпийные флюиды (ВФ), выделившиеся из магматических тел из-за падения окружающего давления. «Растущие» вверх эти тела вызывают образование в залегающих на них осадках разнообразные антиклинальные структуры иногда очень похожие по своей форме на трапециевидные тела или «подземные вулканы» (см. Рисунок 3.60а, г).

Выделившиеся из магматических тел ВФ, первоначально мобилизуют поровую воду, присутствующую в породах фундамента, а впоследствии и различные типы вод, содержащиеся в отложениях осадочного чехла. В результате этих процессов происходит образование перегретых ГФ. Тектоническое дробление ППП в БАК приводит к возникновению эпигенетичных (тектоногенных) коллекторов трещинно-кавернозного (в карбонатах) и трещинного (в силицитах) типов. В результате проникновения ВФ в БС, протекает процесс термолиза $ОВ_{исх}$, содержащегося в ней, благодаря чему оно генерирует нафтиды. Образовавшийся флюид - это гомогенная надкритическая смесь нафтидов и воды. Остывая этот флюид распадается на две фазы, с возникнновением водо-нафтидной эмульсии. Находящаяся в составе ГФ водная фаза в результате её охлаждения становится пересыщенной находящимися в её составе растворенными компонентами. Поэтому начинается кристаллизация минералов гидротермального происхождения. Вследствие активного роста кристаллы этих минералов захватывают (включают в себя) мелкие капельки нафтидной эмульсии, что приводит к появлению в их цвете бурых (Кц) и желтых (Кв) оттенков (см. Рисунки 3.16, 3.55в, 3.56а, в, 3.57а, в, 3.58а, в).

Можно было бы ожидать, что в результате генерации $ОВ_{исх}$ нафтидов должна возникать эпигенетическая пустотность (см. Рисунок 3.22). Но поскольку объем возникающих нафтидов гораздо больше объема $ОВ_{исх}$, то происходит так называемый флюидоразрыв отложений, содержащих большое количество $ОВ_{исх}$, а образующиеся нафтиды энергично эмигрируют из пород-генераторов. Причем активно эмигрируют именно жидкие и газообразные УВ, включив в свой состав неукоторую долю смол и асфальтенов, заполняя собой ближайшие породы-коллекторы. Причем чаще всего именно эпигенетические коллектора в составе БАК. Гетеросоединения, из которых состоит битум, как правило, не эмигрируют, а остаются в составе пород-генераторов из-за высокой вязкости, а в результате их остывании становятся твердо-хрупкими. «Излишки» образовавшегося Бит, не поместившиеся в поровом пространстве, занимаемом до этого $ОВ_{исх}$, выделились в виде маломощных прожилков и линзочек. Этот факт позволяет считать, что в результате воздействия на эти породы ГФ и/или ВФ они приобретали пластичное состояние и легко уплотнялись под действием литостатического давлениия (см. Рисунок 3.35). В описываемых зонах (оказавшихся подверженными тектоно-гидротермальному воздействию), отложения БС стали *битуминозными*. В тех случаях, когда и сверху и снизу БС оказывалась надежно изолированной глинистыми экранами, в ней в значительной степени сохраняется аномально высокое пластовое давление (АВПД), которое значительно превышает величину гидростатического на этой же глубине.

Вода, мобилизованная ГФ на первом этапе из осадков, в результате её постепенного охлаждения заняла пустоты в этих же породах, причем в первую очередь в самых мелких пустотах, кроме того часть этой воды вошла в состав новообразованных минералов гидротермального происхождения в виде цеолитной и химически связанной вод (гармотом, диккит, Кт) (см. Рисунки 3.17, 3.19). Содержание связанной воды в образцах пород, отобранных из БАК, определеных с помощью реторты, превышает таковое УВ в БС в 2-5 раз, а в АС - в 30 и более раз. Кроме того, результаты пиролитических исследований позволили установить, что в составе нафтидов, присутствующих в БС (в породах-генераторах) фиксируется высокое содержание Бит и высокомолекулярных УВ, а в образцах, взятых из АС, наоборот, присутствуют в большом количестве легкие УВ, а содержание гетеросоединений незначительно. Иными словами, генерируемый $ОВ_{исх}$ Бит, благодаря своим реологическим свойствам, главным образом, сохраняется в БС и не имеет возможности перемещаться на значительные расстояния. Рассматриваемую разновидность пород следует отнести к генераторам нафтидов. Лишь незначительная доля возникшего из $ОВ_{исх}$ Бит эмигрирует в породы коллекторы, находясь в растворенном состоянии в образовавшейся нефти.

Присутствие в трещинах и кавернах наряду с другими минералами гидротермального происхождения сульфатов (барит, ангидрит) свидетельствует о том, что в составе ГФ и/или ВФ присутствовал кислород, который имел возможность окислить S, присутствовавшую в Пи и/или тиобитуме. Этот феномен объясняет полученные результаты в гидротермальных опытах, представленные выше, которые говорят о том, что при достаточно высоких температурах ГФ (приблизительно 275°С и более) CO_2, присутствующая в составе ГФ, приобретает окислительные свойства, что позволяет нам использовать следующее соотношение, приводившееся в разделе 2:

$$2CO_2 \leftrightarrow 2CO + O_2. \qquad (2.12)$$

Используя принцип Ле-Шателье, можно допускать, что с ростом давления, это равновесие сдвигается влево, а при снижении давления, наоборот, оно смещается вправо. Иными словами, в рассматриваемой системе должны появиться окись углерода и свободный кислород. (см. Уравнение 2.12). Кислород, появившийся в соответствии с вышеприведенным уравнением,

вступает в реакцию с Пи и тиобитумом, что приводит к их окислению с возникновением в системе серной кислоты, которая реагируя с карбонатами дает в качестве результатов этой реакции углекислоту и сульфаты (барит и ангидрит).

Из вышесказанного следует, что в разрезе БАК с помощью данных ГИС достаточно надежно выделяются ППП, однако граница между АС и БС проводится неоднозначно различными авторами. Поскольку полученные результаты надежно указывают на тот факт, что эпигенетичные породы-коллекторы и в АС и в БС характеризуются единым (тектоно-гидротермальным) механизмом образования, то оценку геологических ресурсов, содержащихся в БАК можно осуществлять вместе для обеих свит, не разделяя их на два отдельных объекта.

На основе результатов ГИС в верхнеюрских осадках однозначно определяются толщины ППП и подготавливаются карты их общих мощностей в пределах тех или иных участков.

Комплексируя данные сейсморазведочных работ и результаты тектонофизического моделирования, проведенного с использованием этих данных, производится прогноз расположения эпигенетичных пород-коллекторов, имеющих тектоно-гидротермальный генезис в БАК. Используя результаты определения толщины ППП и территории, на которой прогнозируется образование в них эпигенетичных коллекторов (ПП), имеющих вторичный тектоно-гидротермальный генезис, оценивается их объём.

Определенные величины тектоногенной трещинной емкости на основе тектонофизического моделироввания, позволяют получить оценочные значения этой величины. Тем не менее, используя полученные значения тектоногенной емкости, появляется возможность получить объяснение тому факту, что при прочих равных условиях, дебиты нефти из АС во много раз выше, чем из ППП такой же толщины, присутствующих в БС. На самом деле, и раскрытость и плотность «эпигенетичных» трещин, полученных в тектоно-седиментационных моделях в ПП «абалака», гораздо больше, чем в «баженовских» ПП (см. Рисунки 3.62а, 3.63).

Используя результаты определения общей толщины ППП, территории, которую они занимают и участков тектонического дробления, полученных с помощью комплексирвоания тектонофизичкеского моделирования и сейсморазведки, рассчитывается величина объема продуктивных пластов (ПП) в БАК. Остается лишь оценить значение эпигенетической (тектоногенной) ёмкости, образующейся в ППП, которые «превращаются» в ПП под действием тектоно-гидротермальных процессов. Поэтому необходимо продолжить эксперименты по тектонофизическому моделированию с целью получения более достоверных зависимостей между значениями эпигенетичной тектоногенной трещинной ёмкостью и величиной территорий, занимаемых раздробленными участками, от амплитуд положительных структур по ортажающему горизонту А.

3.3. Пример оценки прогнозных геологических ресурсов УВ в бажено-абалакском комплексе (участок сейсморазведки 3D Ем-Еговской площади)

Поскольку коллектора в БАК являются вторичными, образующимися в результате тектоно-гидротермального воздействия (ТГВ) на эти отложения, то необходимо на основе данных сейсморазведки выделить прогнозные участки, определить их площадь, использовать данные о величине вторичной пористости или пустотности и по известной формуле, используемой при подсчете запасов объемным методом, оценить прогнозные геологические ресурсы УВ в пределах интересующей площади. С этой целью в качестве примера используем

участок сейсморазведочных работ 3D (Рисунок 3.67а). Для проведения ресурсной оценки, используя данные из Таблицы 3.8, примем среднюю мощность ПП (считая, что ППП в пределах ТГВ полностью превратились в ПП), равной 10 м.

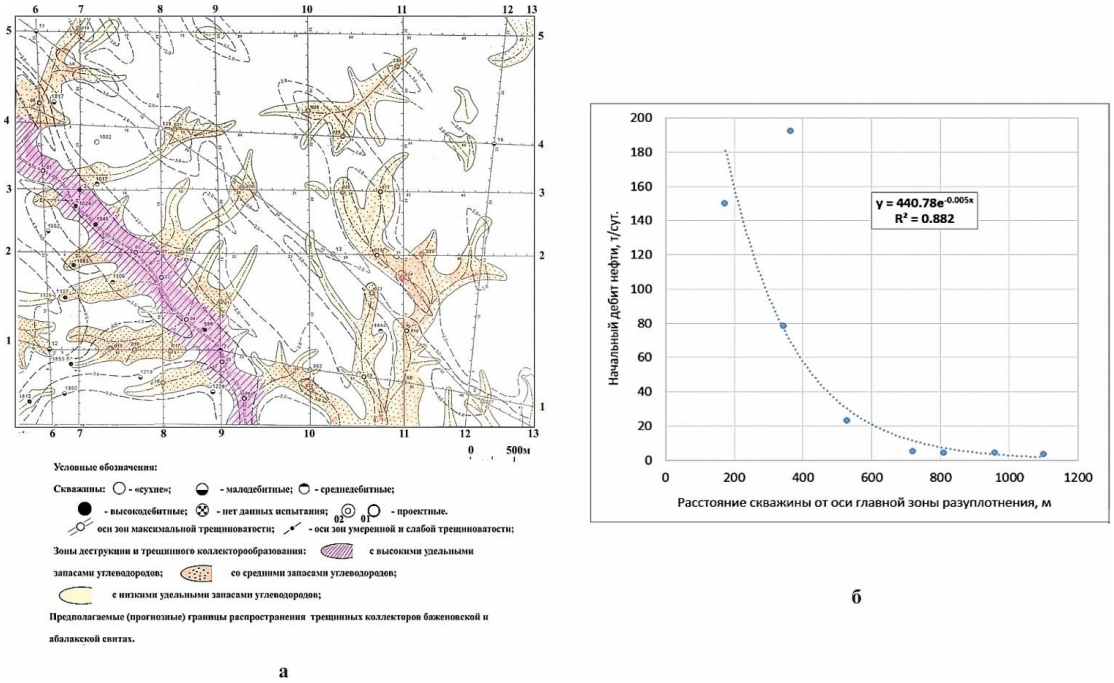


Рисунок 3.67 – Структурно-прогнозная схема размещения трещинных коллекторов в бажено-абалакскомком комплексе Ем-Еговской площади (а) и зависимость начальных дебитов нефти из скважин, вскрывших его, от их расстояния до главной оси зоны разуплотнения (б)

Для определения площади, в пределах которой возможно формирование ПП, воспользуемся зависимостью значений начальных дебитов нефти из БАК, пробуренных на разном расстоянии от оси прогнозируемой зоны разуплотнения (Рисунок 3.67б). Из полученной зависимости следует, что из скважин, пробуренных на расстоянии около 600 м и более получены непромышленные дебиты нефти или скважины вовсе оказались сухими (см. Рисунок 3.67б). То есть ширина перспективной зоны, в пределах которой потенциально продуктивные породы (ППП) превратились в продуктивные (ПП) равняется в среднем около 1,0-1,2 км (см. Рисунок 3.67а).

Полученные значения ширины перспектичных участков дали возможность определить площадь, в пределах которой ППП превратились в ПП по данным сейсморазведки и выполненному на их основе тектонофизическому моделированию, которая составляет порядка 7,9 км^2. Тогда их суммарный объем равен порядка 0,079 км^3 (79·10^6 м^3).

Пористость образцов, отобранных из продуктивных скважин в интервале залегания БАК в пределах Ем-Еговской площади составляет в среднем около 8% [122; 129; 130, 146]. Поскольку в составе БАК присутствуют карбонатные породы, обладающие трещинно-кавернозным типом пустотного пространства, пористость которых по данным ГИС составляет в среднем около 15%, то экспертно увеличим среднюю величину емкости ПП до 12%. Тогда среднее суммарное значение пористости ПП на всей выделенной по данным сейсморазведки в комплексе с тектонофизическим моделированием перспективной площади составит около 9,48·10^6 м^3.

Коэффициент нефтенасыщенности (Кн) для ПП в составе БАК в соответствии с мнением большинства исследователей примем равным 0,95, а плотность пластовой нефти – 700 кг/м^3

[146]. Тогда в соответствии с принятым значением Кн оценочная величина геологических ресурсов нефти в рассматриваемых пределах перспективной площади месторождения составит $6{,}3 \cdot 10^9$ кг или 6,3 млн т.

Необходимо отметить, что площадь перспективных участков, выделенных по данным сейсморазведки в комплексе с тектонофизическим моделированием на рассматриваемом участке сейсморазведки 3D составляет всего около 36% от всей его площади (см. Рисунок 3.67а).

Как и в случае трехмерного тектоноседиментационного моделирования участка Восточно-Каменного месторождения, в рассматриваемом случае, зона разуплотнения, сформировавшаяся над антиклинальной структурой, вышла на дневную поверхность участка сейсморазведочных работ 3D в виде малоамплитудного грабенообразного провала, по которому в настоящее время протекает река Ем-Еган. Таким образом, русло этой реки служит своеобразным поисковым признаком для прогноза УВ залежей в БАК на этой территории [146].

ГЛАВА 4. ТЕКТОНО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ В НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Факты проявления тектоно-гидротермальных процессов в доюрском комплексе (ДК) и юрских осадках, а также их роль в формировании УВ залежей, были рассмотрены в предыдущих разделах. Однако гидротермальные флюиды (ГФ) не останавливаются в юрских осадках, несмотря на наличие мощных верхнеюрских флюидоупоров (БАК), они проникают и в залегающие выше меловые отложения, вызывая образование вторичной пористости за счёт растворения неустойчивых минералов, слагающих обломочную и цементирующую части пород-коллекторов мелового возраста, а тектонические процессы сначала формируют зоны разуплотнения и многочисленных трещинных дислокаций, по которым затем гидротермы проникают в меловые отложения.

Наряду с несомненным сходством в проявлении тектоно-гидротермальных процессов в юрских и меловых отложениях, имеются и явные отличия. Поэтому в настоящем разделе рассматриваются причины этих различий, а также закономерности в образовании специфических (гидротермальных) минералов и их ассоциаций.

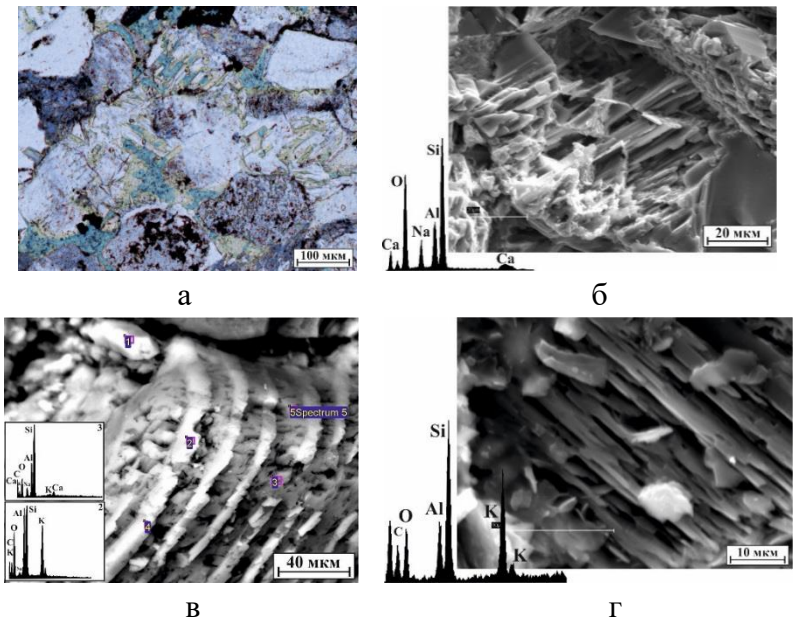
Распределение напряжений в осадочном чехле вследствие роста антиклинальных блоков, вызванных подъёмом из астеносферы магматических тел, формирование зон трещиноватости и разуплотнения, вызванных этими процессами и, наконец, самих УВ залежей в результате совместного проявления тектоно-гидротермальных процессов в меловых отложениях в настоящем подразделе не рассматриваются, поскольку они подробно проанализированы в подразделе 2.3.

Образцы мелового возраста, отобранные с целью установления воздействия на них ГФ, исследовались с использованием, главным образом, оптической и электронной микроскопии. Они были отобраны в пределах большой территории – от Широтного Приобья до Заполярного Круга и в широком временном интервале, охватывающем отложения от ачимовской толщи (берриас) до верхней части покурской свиты (сеноман).

В составе обломочных зёрен меловых отложений наряду с Кв, преобладающими являются кислые плагиоклазы, реже щелочные полевые шпаты, поэтому именно они чаще всего подвергаются воздействию проникающих в эти осадки ГФ, что хорошо видно на снимках РЭМ и в прозрачных петрографических шлифах (Рисунок 4.1). В результате этого воздействия зёрна полевых шпатов, часто представляющие собой продукты распада твёрдых растворов плагиоклазов и щелочных полевых шпатов, присутствующих в виде пертитов, избирательно выщелачиваются и в результате этого остаются лишь самые устойчивые в этих условиях пертиты, имеющие преимущественно натровый (если речь идёт о плагиоклазах) или калиевый (если растворяются щелочные полевые шпаты) состав (см. Рисунок 4.1). Например, при воздействии ГФ на кислые плагиоклазы, сложенные пертитами альбитового и преимущественно анортитового состава, остаются лишь таковые, имеющие альбитовый состав, а пертиты анортитового состава ими полностью выщелачиваются. В результате этого образуются пластинчатые, с множеством вторичных пор (за счёт растворённых ГФ анортитовых пертитов), зёрна чисто альбитового состава (Рисунок 4.1б).

На образце, отобранном из пласта $ПК_1$ Ямбургской площади (самые молодые продуктивные отложения в составе осадков мелового возраста) можно наблюдать начальный этап растворения пертитов преимущественно Ca-Na состава, в то время как таковые калиевого состава сохраняются гораздо лучше (Рисунок 4.1в). После завершения процесса растворения

неустойчивых пертитов кислых плагиоклазов остаются пористые пластинчатые агрегаты, сложенные таковыми чисто калиевого состава (Рисунок 4.1 г).



а б в г

Рисунок 4.1 – Фотографии прозрачного петрографического шлифа (а) и РЭМ (б-г) пород-коллекторов мелового возраста, подвергшихся тектоно-гидротермальному воздействию
а – песчаник с выщелоченными зернами полевых шпатов, пласт $БС_6$ Соровское месторождение; б – интенсивно выщелоченное зерно плагиоклаза с оставшимися пертитами альбита, пласт $ТП_{12\text{-}13}$ Северо-Парусовой площади; в – зерно щелочного полевого шпата с частично растворенными пертитами кислого плагиоклаза, входящими в его состав, пласт $ПК_1$ Ямбургская площадь; г – интенсивно растворенное зерно щелочного полевого шпата с оставшимися пертитами ортоклаза, пласт $БУ_8^0$ Южно-Парусовая площадь

Таким образом, в зонах разуплотнения, в которые устремляются ГФ, формируются высокопористые вторичные коллекторы, причём не только за счёт собственно самого процесса тектонического разуплотнения, о чём более подробно будет сказано позднее, но и благодаря процессам растворения ГФ неустойчивых минералов, которыми, как уже отмечалось выше, являются преимущественно обломочные зёрна плагиоклазов (см. Рисунок 4.1).

В петрографических шлифах, изготовленных из песчаников, отобранных из этих зон разуплотнения, хорошо видно, что обломочные зёрна слабо соприкасаются друг с другом и как будто «плавают» в голубой смоле, заполняющей их поры.

Однако, если в такой зоне разуплотнения окажутся ГФ пересыщенные ионами Ca^{2+} и CO_3^{2}, допустим, вследствие резкого снижения пластового давления и выделения растворённого в них до этого момента углекислого газа, например, в результате образования в этом месте тектонических трещин, то вся эта разуплотнённая зона в породах-коллекторах окажется заполненной поровым кальцитом и, в этом случае, обломочные зёрна будут «плавать» не в смоле, а в базальном кальцитовом цементе.

Кроме плагиоклазов неустойчивыми в гидротермальных условиях являются тёмные слюды и Хл. Начальные этапы процесса замещения биотита мелкозернистым эпигенетическим Сид можно наблюдать на Рисунке 4.2а, а его завершение, с образованием хорошо окристаллизованных зёрен гидротермального кальциево-магниевого Сид и расположенных рядом с ним агрегатов порового Кт – на Рисунке 4.2б.

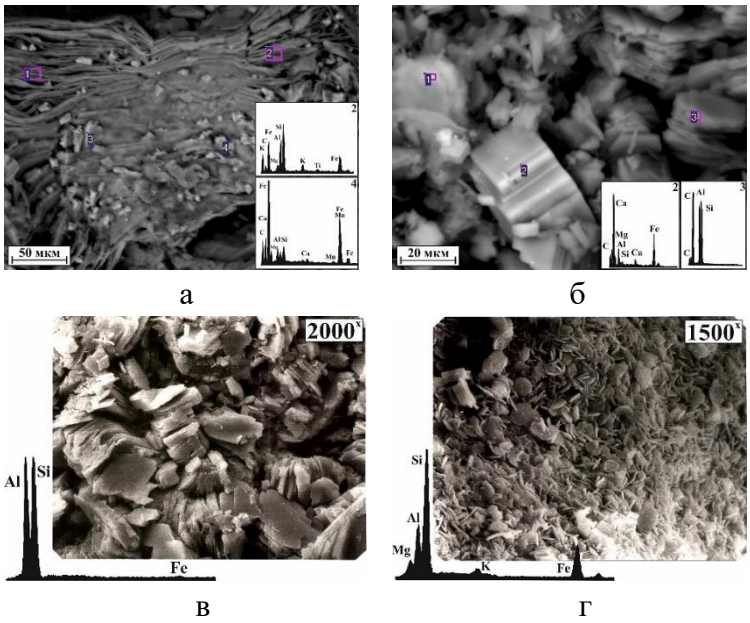


Рисунок 4.2 – Снимки РЭМ эпигенетических минералов в меловых отложениях
а – обломочное зерно биотита, частично замещенное сидеритом, пласт $ПК_1$ Ямбургская площадь; б – кристаллы сидерита и каолинита, пласт $ТП_4$ Северо-Парусовая площадь; в, г – поровый каолинит и пленочный хлорит, соответственно, пласт $АВ_1^3$ Урьевское месторождение

Здесь следует особо обратить внимание на тот факт, что если в поровом пространстве пород-коллекторов юрского возраста встречается исключительно Кт и/или диккит, то в меловых отложениях, даже в соседних порах одного и того же образца песчаника или алевролита, могут присутствовать, как практически один плёночный Хл, так и, наоборот, - один поровый Кт (Рисунки 4.2в-г).

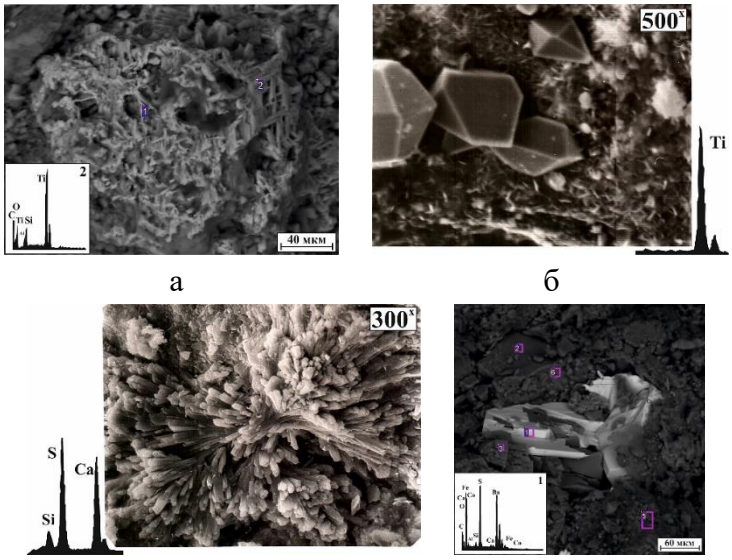
Гидротермальные флюиды (ГФ) взаимодействуют и с другими минералами, входящими в состав меловых отложений. Так обломочные зёрна ильменита избирательно растворяются гидротермами, выщелачивая из них магнетитовый минал, присутствующий в них в виде пертитов, в результате чего остаются лишь таковые, сложенные рутилом. В результате этого за счёт исходного зерна ильменита возникают своеобразные скелетные или решетчатые зёрна рутила (Рисунок 4.3а). В случае пересыщения ГФ титаном, образуются прекрасные кристаллы гидротермального рутила (Рисунок 4.3б).

Из сульфатов, имеющих гидротермальное происхождение, чаще всего встречаются ангидрит (Анг) и барит (Бр), что свидетельствует о том, что ГФ не всегда характеризуются восстановительными условиями, в которых преобладает сульфид-ион (Рисунок 4.3в, г).

Изредка встречаются кристаллы гидротермального сфена (титанита), один из которых, судя по его расположению на регенерированной грани Кв, образовался позднее него (Рисунок 4.4а).

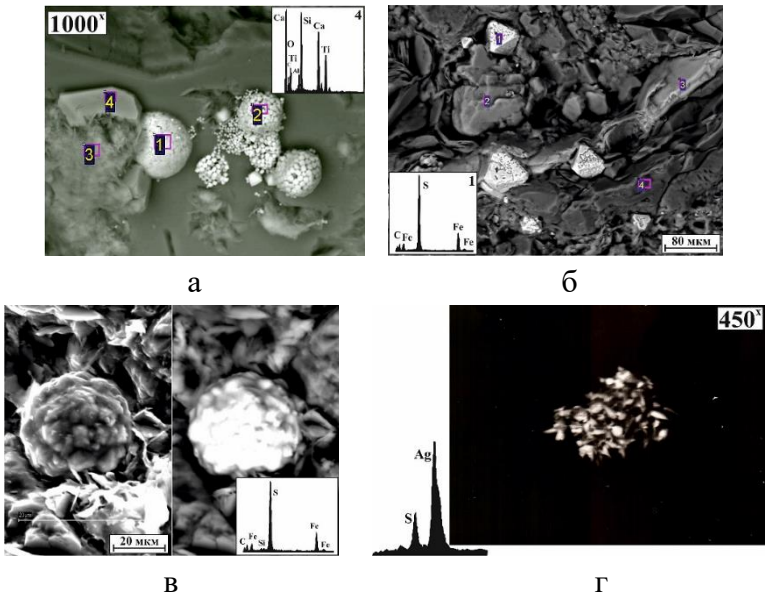
Наиболее многочисленными минералами гидротермального происхождения являются сульфиды, среди которых чаще всего встречается Пи. Он является не только наиболее распространённым по частоте встречаемости, но и образуется в очень широком диапазоне термодинамических условий – от низкотемпературных (аутигенного), часто в форме фрамбоидов (Рисунок 4.4а), до среднетемпературного гидротермального октаэдрического (Рисунок 4.4б). Изредка встречаются его необычные агрегаты, отдалённо напоминающие фрамбоидальный пирит (Рисунок 4.4в). Однако, в отличие от последнего, состоящего из довольно хорошо огранённых зёрен, отдалённо напоминающих ромбододекаэдры, эти округлые агрегаты сложены

разноразмерными зёрнами комковатой неправильной формы, покрытых тонкой плёнкой, вероятно, битума (см. Рисунок 4.4в).



а б в г

Рисунок 4.3 – Фотографии РЭМ эпигенетических минералов гидротермального происхождения
а – «решеточный» рутил, пласт $ТП_4$ Северо-Парусовая площадь; б – прекрасно ограненные кристаллы рутила, пласт $БВ_3$ Южно-Покачевское месторождение; в – друза ангидрита, пласт $АВ_{1-2}$ Урьевское месторождение; г – поликристаллический агрегат барита, пласт $БС_{16-18}$ Имилорское месторождение

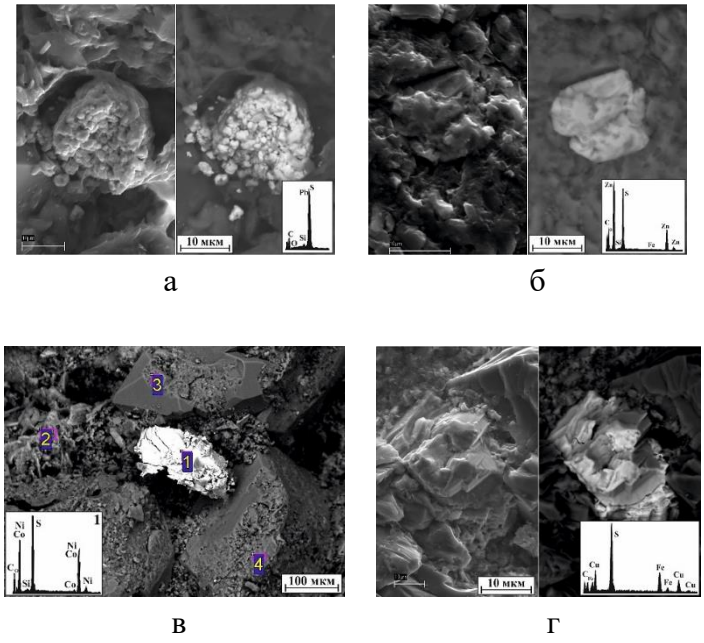


а б в г

Рисунок 4.4 – Снимки РЭМ эпигенетических сульфидов гидротермального происхождения в меловых отложениях
а – фрамбоидальный пирит и кристалл титанита на регенерированном зерне кварца, пласт $БТ_7$ Радужное месторождение; б, в – октаэдрические кристаллы пирита и округлый агрегат мелких зерен пирита, соответственно, пласт $БУ_8^0$ Южно-Парусовое месторождение; г – мелкокристаллический «игольчатый» агрегат акантита, пласт $БВ_2$ Нонг-Еганское месторождение

На парных фотографиях здесь (в) и на следующих рисунках левый снимок сделан в обычном, а правый – в КОМПО режимах

Остальные, более редкие разновидности сульфидов, выделяются, вероятно, на заключительном этапе, из остывающих ГФ, например, такие как сульфид серебра - акантит (Рисунок 4.4г), а также плохо окристаллизованные, землистые массы галенита, сфалерита, ваэсита (NiS_2) и халькопирита (Рисунок 4.5).



а б

в г

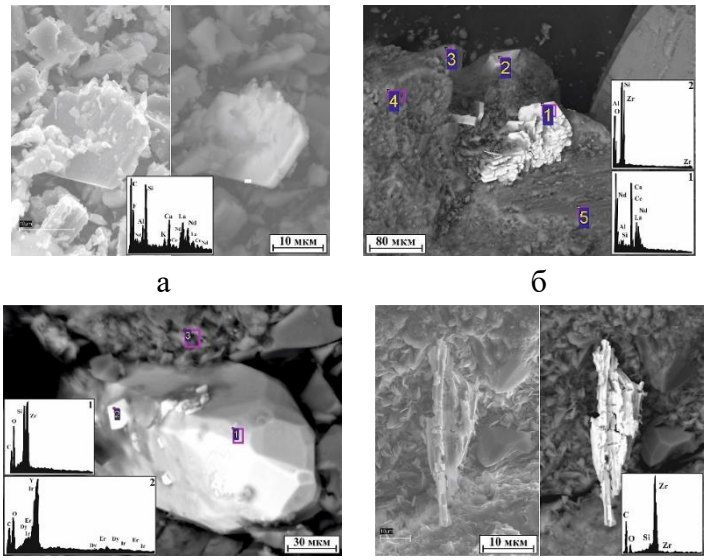
Рисунок 4.5 – Снимки РЭМ сульфидов гидротермального происхождения в меловых отложениях

а – галенит; б – сфалерит, пласт Ач ($БУ_{14}^{2}$) Юбилейное месторождение; в – зерно ваэсита (NiS_2), пласт $АС_{11}$ Нижне-Шапшинское месторождение; г – халькопирит, пласт $БУ_{8}^{0}$ Южно-Парусовая площадь

В остывающих ГФ на заключительном этапе их существования в них накапливаются редкоземельные элементы, которые не могли образовать свои собственные минералы раньше из-за больших различий в их атомных радиусах по сравнению с другими породообразующими элементами, а также особенностей строения электронных оболочек их атомов. Поэтому они практически не встречались в юрских отложениях, а в меловых они представлены собственными минералами, часто обладающими хорошей кристаллической огранкой, например, такие, как паризит и иттриаит, напротив, бадделеит (ZrO_2) характеризуется неправильной «обсосанной» формой (Рисунок 4.6).

Редкоземельные минералы, встреченные в меловых отложениях, часто ассоциируют с ОВ (тиобитумом), причем эти редкоземельные минералы не просто обогащены радиоактивными элементами (U и Th), а даже представляют их собственные разновидности, такие, например, как торит (Рисунок 4.7).

Наиболее чувствительным геологическим «термометром», как известно, является ОВ, которое под действием высоких температур изменяет свои свойства закономерным образом. В качестве такого «геотермометра» может служить величина его T_{max}, получаемая при пиролитических исследованиях образцов.

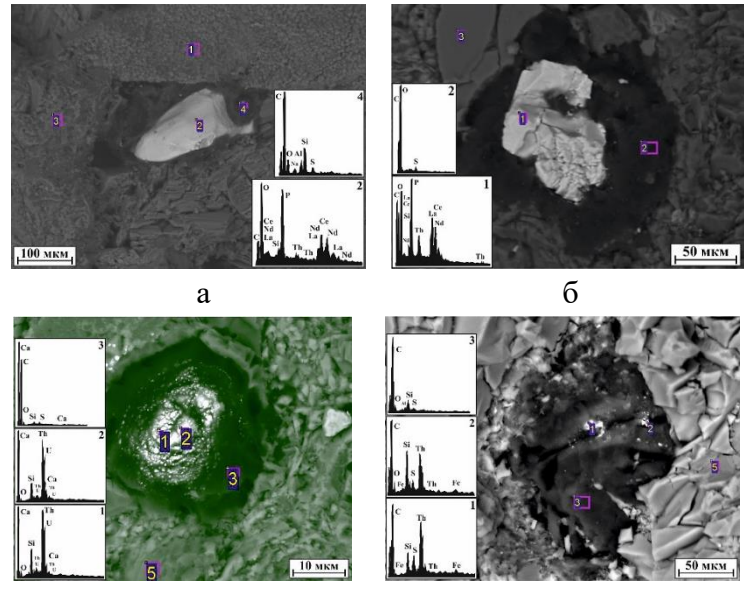


а б

в г

Рисунок 4.6 – Снимки РЭМ редкоземельных карбонатов и окислов гидротермального происхождения

а – пластинчатый кристалл (в центре снимка) и б – мелкокристаллический агрегат паризита, пласт $БТ_{10}$ Радужное месторождение; в – регенерированное зерно циркона с новообразованными кристаллами иттриаита (Y_2O_3) на его поверхности, пласт $БУ_8^0$ Южно-Парусовая площадь; г – зерно бадделеита (ZrO_2), пласт $БТ_7$ Радужное местонахождение



а б

в г

Рисунок 4.7 – Снимки РЭМ редкоземельных минералов гидротермального происхождения в ассоциации с тиобитумами

а, б – зерна торийсодержащих монацитов в тиобитуме, пласты $ТП_{5\text{-}6}$ Северо-Парусовой площади и $БУ_{14}$ Юбилейного месторождения, соответственно; в, г – мелкие зерна торита в тиобитуме, ачимовские отложения Радужного месторождения и пласт $БУ_{11}$ Ямбургской площади, соответственно

В качестве примера использования величины T_{max} рассмотрим закономерности её изменения на территории Красноленинского месторождения, результаты определения

пиролитических параметров образцов которого, будут более детально рассмотрены позднее в следующем подразделе. На его площади наблюдается повышенный температурный градиент, поэтому на глубине залегания викуловской свиты (около 1.5 км) пластовая температура ($T_{пл}$) составляет порядка 60°С (при фоновых значениях для этой глубины – около 50°С), а в тюменских осадках (на глубине порядка 2.5 км) $T_{пл}$ достигает 100°С (при фоновых величинах для той же глубины около 83°С). Исходя из существующих представлений о процессах нефтегенерации можно было бы предположить, что ОВ викуловской свиты только-только вступает в зону нефтегенерации и величина T_{max} на пирограммах образцов, отобранных из неё, должна составлять порядка 425-428°С. Однако, на самом деле, значения T_{max} ОВ, входящего в её состав изменяется в пределах от 433 до 447°С, составляя в среднем 439°С. Иными словами, рассматриваемые викуловские отложения подверглись значительному термическому воздействию и находятся в зоне активной нефтегенерации, хотя и уступают по степени термического (катагенетического) преобразования осадкам тюменской свиты, T_{max} ОВ которых изменяется от 436 до 456°С.

Таким образом, данные пиролитических исследований, на примере осадков викуловской свиты, также подтверждают активное воздействие ГФ на ОВ самых верхних продуктивных отложений неокома рассматриваемого района, а повышенный температурный градиент свидетельствует об их присутствии в рассматриваемых отложениях в недалёком (по меркам геологического времени) прошлом.

Проведя анализ фактов проявления гидротермальной деятельности в породах-коллекторах мелового возраста, перейдём теперь к анализу тектонических процессов, которые самым тесным образом связаны с гидротермальной деятельностью в меловых отложениях и их отличиям от таковых, протекающих в подстилающих юрских породах.

Ранее неоднократно отмечалось, что рост поднятий в осадочном чехле вызывается подъёмом магматических тел из астеносферы, вздымание которых приводит к формированию над ними зон тектонических напряжений и последующему дроблению пород. По возникшим в осадочном чехле трещинам вверх устремлялись гидротермальные растворы, сформировавшиеся за счёт тепла магматических интрузий и смешения отделяющихся от них высокоэнтальпийных флюидов (ВФ) с поровыми водами.

Вместе с зонами трещиноватости над растущими поднятиями формируются участки разуплотнения с повышенными фильтрационно-ёмкостными свойствами пород-коллекторов [117; 119].

Действительно, на сейсмовременных разрезах, полученных в пределах тех или иных нефтяных месторождений над куполами поднятий, на некотором расстоянии от них, часто отмечаются участки просадки, которые, как мы видели ранее, соответствуют зонам растяжения или разуплотнения (см. Рисунки 3.53а-в, 3.55б, в) [115, 117, 119].

Анализ публикаций, посвященных гидротермальным растворам, свидетельствует о том, что, как правило, это высокоэнтальпийные флюиды (ВФ), состоящие, главным образом, из воды и углекислоты с растворёнными в них хлоридами, преимущественно натрия, а также кислыми компонентами – HF, HCl, SO_2 и т.д., имеющими низкую минерализацию и чрезвычайно кислые свойства [12; 17; 18; 23; 156; 158; 201; 213; 264].

В поровом пространстве меловых пород-коллекторов отмечается присутствие не только низкотемпературных гидротермальных сульфидов (см. Рисунки 4.4, 4.5), но и более высокотемпературных сульфатов (см. Рисунок 4.3 в, г). Следовательно, в составе ГФ присутствовал кислород, который мог иметь разное происхождение, о чем говорилось ранее, а

именно – он мог выделяться из магматических интрузивных тел по мере их подъема к поверхности вследствие снижения давления, либо по той же причине (из-за падения внешнего давления) из-за разложения углекислого газа на O_2 и CO (см. Уравнение 2.13).

Фрамбоидальный Пи, по Л.Я. Кизильштейну и Л.Г. Минаевой обычно считается низкотемпературным аутигенным образованием, возникшим из коацерватных капель гидрата закиси железа при его восстановлении сероводородом [157]. Однако, в образце, отобранном из пласта $БТ_7$ Радужного месторождения обнаружен фрамбоидальный Пи на поверхности регенерированного зерна Кв, что может косвенно свидетельствовать о том, что он образовался в поровом пространстве этого образца позже регенерации Кв, то есть явно не в седиментогенезе или раннем диагенезе, а в эпигенезе, причём, скорее всего, при участии гидротермальных процессов. Рядом с фрамбоидальным присутствуют также мелкие октаэдрические кристаллы Пи, скорее всего, так же имеющие гидротермальное происхождение (см. Рисунок 4.4 а).

Интересно, что в образце, отобранном из пласта $БУ_8$ Южно-Парусового месторождения, встречен округлый агрегат Пи, скреплённый, вероятно, ОВ, диаметром около 16 мкм, но сложенный не хорошо огранёнными (напоминающими по габитусу ромбододекаэдры) зёрнами, как в рассмотренном выше случае, а разноразмерными частичками неправильной формы (см. Рисунок 4.4в).

Похожий округлый агрегат, диаметром около 20 мкм, но состоящий не из зёрен Пи, а галенита различного размера, также, вероятно, скреплённого ОВ, встречен в образце, отобранном из пласта Ач ($БУ_{14}^2$) Юбилейного месторождения (см. Рисунок 4.5а).

Эти находки могут свидетельствовать о том, что ОВ и входящая в его состав в том или ином виде сера в гидротермальных условиях способствует образованию сульфидов различных халькофильных элементов, таких, например, как Пи и галенит. Не исключено, что в рассматриваемом случае «коацерватами» являются капельки серусодержащего ОВ (например, нефтяной или битумной эмульсии), а вторым реагирующим компонентом являются гидротермальные растворы, имеющие в своём составе халькофильные элементы. Хотя, нельзя исключить и возможность того, что капли нафтидов представляют собой своеобразный геохимический «барьер», способствующий накоплению сульфидов за счёт своих восстановительных свойств.

Чтобы разобраться, какие в принципе минеральные ассоциации могут возникнуть в рассматриваемых отложениях в результате воздействия на них ГФ, рассмотрим диаграммы минеральных равновесий алюмосиликатов и минералов железа, воспользовавшись для этого диаграммами, предложенными Р.М. Гаррелсом и Ч.Л. Крайстом [51], внеся в них ряд изменений (Рисунок 4.8а, д). Все минералы гидротермального происхождения, присутствующие на диаграмме минеральных равновесий в алюмосиликатной системе, реально обнаружены в поровом пространстве пород мелового возраста (Рисунок 4.8б-г, е). За исключением гиббсита и/или диаспора, которые образуются в кислой среде, при резком дефиците растворённой в ГФ кремнекислоты, из чего можно заключить, что ГФ, проникавшие в поровое пространство меловых осадков, были насыщены кремнекислотой (см. Рисунок 4.8д).

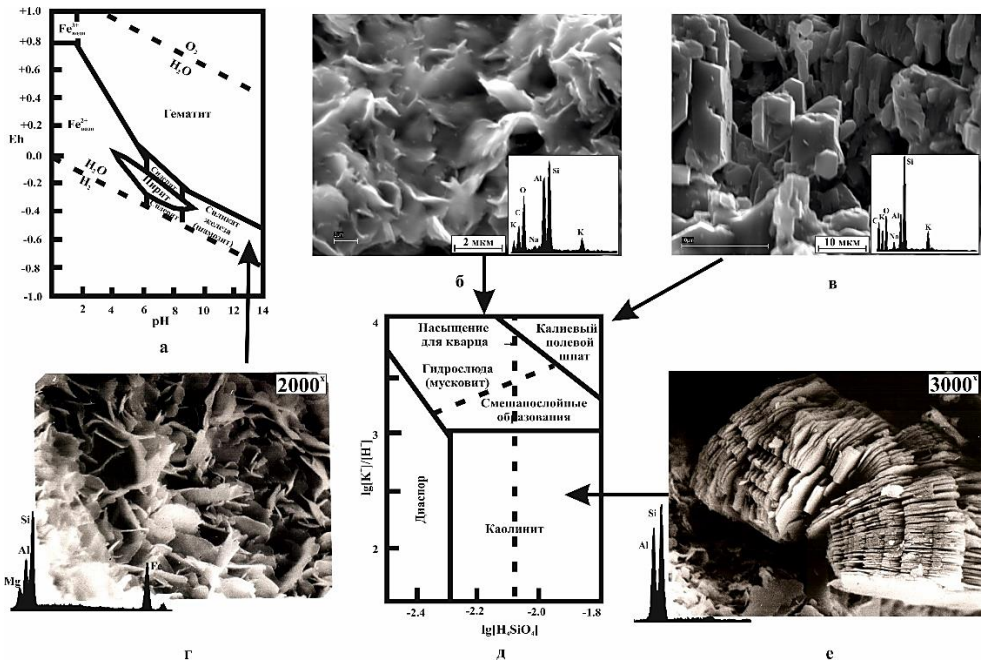


Рисунок 4.8 – Диаграммы минеральных равновесий (а, д) и снимки РЭМ эпигенетических минералов гидротермального происхождения (б-г, е)

а – минеральные равновесия карбонатов, окислов, сульфидов и силикатов железа при 25°С и 0.1 МПа в присутствии воды, построенная по данным [51]; б – гидрослюда, пласт $БВ_8^0$ Южно-Парусовая площадь; в – кристаллы щелочного полевого шпата, пласт Ач ($БУ_{14}^2$) Юбилейное месторождение; г – железистый хлорит, пласт $БВ_6$ Урьевское месторождение; д – соотношение минералов к системе K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O при 250°С и 100 МПа; е – буклевидные агрегаты каолинита, пласт $БВ_2$ Нонг-Еганское месторождение

В результате растворения и выщелачивания неустойчивых минералов, например, полевых шпатов, образуется Кт и вторичная пористость:

$$Ан+2H^++H_2O \rightarrow Кт+Ca^{2+} + 2.5\%V_{исх}., \quad (4.1)$$

$$2Аб(Орт)+2H^++9H_2O \rightarrow Кт+2Na^+(2K^+)+4H_4SiO_4+51\% \text{ или } +5\%V_{исх}, \quad (4.2)$$

где Ан – анортит,

Аб – альбит,

Кт – каолинит,

Орт – ортоклаз,

$V_{исх.}$ – объём исходного минерала, подвергшегося гидролизу.

Знак «+» означает возникновение дополнительной пустотности из-за того, что объём образующейся в результате гидролиза минеральной ассоциации меньше, чем объём исходного минерала. Первое значение пустотности относится к открытой системе (возможен вынос участвующих в реакции компонентов), а второе – к случаю закрытой системы (все компоненты сохраняются в системе «на месте»). Например, если в закрытой системе, растворившийся в ГФ кремнезём выделился в этой же поре в виде регенерационного или новообразованного Кв, то тогда вторичная пористость составит всего 5 % (см. Уравнение 4.2).

Из приведённых уравнений следует, что при растворении ГФ полевых шпатов (в открытой системе) максимальная величина вторичной пористости формируется в случае растворения ими щелочных разновидностей, а при выщелачивании плагиоклазов основного состава образуется много Кт, на который расходуется весь кремнезём, входивший в состав анортита, поэтому вторичная пористость составит всего 2.5% и в открытой и закрытой системах (см. Уравнение 4.1).

Тёмноцветные слюды и Хл также являются неустойчивыми в этих условиях и интенсивно выщелачиваются, замещаясь, как, правило, Кт.

Процесс замещения магнезиально-железистых Хл каолинитом можно описать следующим упрощённым уравнением:

$$2Mg\text{-}FeХл+18H^{+}\rightarrow Кт+2Mg^{2+}+6Fe^{2+}+4H_4SiO_4+3H_2O+79\% \text{ или } +59\%V_{исх}, \quad (4.3)$$

а биотита (Би), таким:

$$2Би+12H^{+}+3H_2O\rightarrow Кт+2K^{+}+2Mg^{2+}+4Fe^{2+}+4H_4SiO_4+66\% \text{ или } +34\%V_{исх}., \quad (4.4)$$

Таким образом, растворение ГФ тёмных слюд и особенно Хл приводит к образованию значительной по величине вторичной пористости. При этом их превращение в Кт значительно снижает концентрацию H^{+} в растворе, вследствие чего значение их pH растёт, и они становятся всё более щелочными. Одновременно в нём будут накапливаться катионы Na^{+}, K^{+}, Mg^{2+}, Ca^{2+}, Fe^{2+} и кремнекислота.

По мере охлаждения ГФ и/или резкого снижения пластового давления, например, в результате трещинообразования, вызванного тектоническим дроблением меловых отложений, накопившиеся в нём катионы и анионы выделяются в форме тех или иных минералов, присутствующих на диаграммах минеральных равновесий: в первую очередь, в виде Кт, гидрослюды (Ил) и ССО, щелочных полевых шпатов, Хл, регенерационного и новообразованного (в форме хорошо огранённых) кристаллов Кв.

Более широкое распространение регенерационного и новообразованного альбита, по сравнению с калиевым полевым шпатом, объясняется большими размерами поля его стабильности на диаграмме минеральных равновесий из-за отсутствия поля стабильного существования натрового аналога Ил (гидропарагонита) и ССО на его основе.

Накапливающиеся в ГФ «карбофильные» элементы (Mg^{2+}, Ca^{2+}, Fe^{2+}) при смене термодинамических условий (обычно из-за падения порового давления, вызывающего выделение из него растворённой углекислоты) вступают во взаимодействие с CO_3^{2-}-ионами с образованием карбонатов, представляющих собой чаще всего твёрдые растворы, в которых может преобладать тот или иной «карбофильный» катион, например:

$$0{,}1Ca^{2+} + 0{,}2Mg^{2+} + 0{,}7Fe^{2+} + CO_3^{2-} \leftrightarrow (Ca,Mg,Fe)[CO_3]. \quad (4.5)$$

Образованные таким образом карбонаты (с преобладанием сидеритового минала) представлены на Рисунке 4.2а, б. Вместе с Сид часто рядом с ним, кристаллизуется и эпигенетический гидротермальный буклетовидный Кт, образующийся вследствие инконгруэнтного растворения неустойчивых минералов в соответствии с Уравнениями 4.1-4.4 (см. Рисунок 4.2б).

В отличие от пород-коллекторов юрского возраста, в поровом пространстве которых присутствуют только Кт (и/или диккит), что свидетельствует о том, что ГФ, из которых они отлагались, имели высокую температуру и кислый состав, в меловых отложениях в соседних порах одних и тех же образцов встречаются и Кт, и Хл, о чём говорилось ранее (см. Рисунок 4.2в-г). Анализ фазовых диаграмм свидетельствует о том, что Хл, в отличие от Кт, образуется в щелочных восстановительных условиях (см. Рисунок 4.8а).

Трудно себе представить, чтобы гидротермальный раствор мог на микроскопическом уровне так кардинально изменять свой состав (с кислого на щелочной восстановительный). Остаётся лишь предположить, что, либо Хл является обычным эпигенетическим минералом, отложившимся из поровых вод без участия в этом процессе ГФ, либо, что ГФ проникали в меловые осадки неоднократно. Причём, судя по взаимному расположению Хл и Кт, которые в редких случаях одновременно присутствуют в одной и той же поре (см., например, Рисунок 4.2г

его верхний левый угол), Кт является более поздним по времени образования, минералом, чем Хл.

Следовательно, если принять вторую гипотезу, то первые порции ГФ, поступавшие в рассматриваемые меловые отложения, имели щелочную реакцию и характеризовались восстановительным потенциалом. Из этих ГФ отлагался плёночный хлорит. Более поздние порции ГФ, напротив, имели кислый состав и, возможно, более окислительный потенциал. Поэтому образовавшийся ранее плёночный Хл оказался растворённым этими ГФ и вместо него отложился поровый Кт в соответствии с Уравнением 4.3.

Выборочное растворение Хл и последующее отложение Кт в соседних порах объясняется различной проницаемостью этих участков. Более поздние порции ГФ кислого состава в первую очередь проникали в наиболее проницаемые участки (поры) пород-коллекторов, растворяя в них пленочный Хл и отлагая поровый Кт, а в менее проницаемых участках сохранялся отложившийся ранее Хл. Вероятно, именно этим механизмом образования эпигенетического (гидротермального) Кт объясняется хорошо известный факт, что наиболее проницаемые образцы песчаников характеризуются большей относительной долей Кт в составе их глинистого цемента по сравнению с Хл и другими глинистыми минералами.

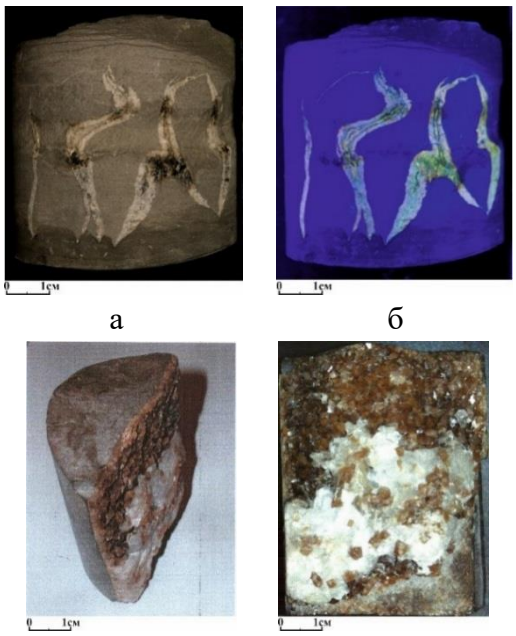
Выше, на основе тектонофизического моделирования, было установлено, что в нижнеюрских отложениях в зоне роста антиклинальных блоков формируется зона сжатия, а в верхнеюрских и меловых, напротив, зона растяжения (см. Рисунки 3.53, 3.55). В образцах, отобранных из юрских отложений (зона сжатия), как и прогнозировалось по результатам тектонофизического моделирования, отмечаются субвертикальные трещины с небольшой величиной их раскрытости. Причём, поскольку породы, в которых они присутствуют, вероятно, в момент образования в них трещин ещё не успели полностью литифицироваться и сохранили способность уплотняться или деформироваться под действием сжимающих напряжений, то в них сформировались субвертикальные трещины не прямой, а S-образной формы (Рисунок 4.9а, б).

Трещины отрыва в породах мелового возраста (зона растяжения), имеют прямолинейную субвертикальную ориентацию, но в отличие от таковых в юрских осадках, обладают значительной раскрытостью. На их поверхности из гидротермальных растворов отложились крупнокристаллические агрегаты Кц, причём из-за присутствия в них рассеянных микровключений УВ, они имеют бурый цвет (Рисунок 4.9в, г).

Тектоно-гидротермальные процессы имеют единую глубинную природу. Как уже ранее говорилось (см. раздел 2.4 и подраздел 3.2.2), причиной их возникновения являются крупные магматические тела, отделяющиеся от астеносферы и поднимающиеся вверх по направлению к дневной поверхности [115; 117; 119]. Именно они вызывают деформацию земной коры и образование крупных тектонических структур первого порядка в пределах Западно-Сибирского осадочного бассейна, таких, например, как Сургутский, Вартовский, Красноленинский, Александровский и другие своды.

По трещинам, образующимся в земной коре, в результате давления этих крупных магматических тел, от них отделяются локальные потоки магмы, устремляющиеся вверх и формирующие выше более мелкие положительные структуры второго, третьего и более низкого ранга разнообразной формы. Постепенно эти магматические тела остывают, теряют подвижность и застывают на разной глубине. Отделяющиеся от них вследствие падения окружающего давления, высокоэнтальпийные флюиды реагируют сначала с поровыми водами, насыщающими породы фундамента, а затем и таковыми, содержащимися в осадочном чехле. В результате этого

формируются ГФ, вызывающие описанные выше изменения, сначала в доюрском комплексе, затем в юрских, и, наконец, в меловых отложениях Западно-Сибирского НГБ [115; 117; 119].



а б

в г

Рисунок 4.9 – Фотографии трещиноватых образцов, отобранных из васюганской (а, б) и викуловской (в, г) свит

а, б – образец песчаника, снятый в белом и ультрафиолетовом свете, соответственно, пласт $ЮВ_1$ Зимняя площадь; в – общий вид образца песчаника; г – его увеличенный фрагмент с трещиной, покрытой крупнокристаллическим гидротермальным кальцитом, пласт $ВК_{1\text{-}2}$ Каменная площадь (фотографии в и г любезно предоставлены В.Б. Скоробогатовым)

Сформировавшиеся ГФ по трещинам, возникшим в фундаменте и осадочном чехле вследствие подъёма вверх магматических тел разного порядка и вызвавших, соответственно, рост поднятий различных размеров и формы в фундаменте и перекрывающих его осадках, проникают первоначально преимущественно в зоны интенсивной трещиноватости и разуплотнения, а затем постепенно и в менее проницаемые участки (см. Рисунки 3.53-3.55).

Поскольку ГФ активно воздействуют на $ОВ_{исх}$, содержащееся преимущественно в осадках юрского возраста, значительно ускоряя процессы генерации из него нафтидов, и в виде сверхкритического гомогенного водонефтяного флюида переносят образовавшиеся УВ и гетеросоединения вверх по разрезу, то они тем самым принимают непосредственное участие в формировании нефтяных залежей и месторождений, являясь транспортирующим агентом [111; 115; 117-119].

Проникая в проницаемые пласты, в том числе, мелового возраста, сложенные песчаными породами-коллекторами, они в большей или меньшей степени вытесняют поровые воды, создавая зону повышенных пластовых давлений. Однако, по мере их остывания, поровое давление в породах-коллекторах падает до очень низких значений, реальная величина которых зависит от ряда объективных причин [57; 115; 117; 119]. В формирующуюся вследствие падения порового давления депрессионную зону устремляются вытесненные прежде флюиды и после разделения нефти и воды под действием гравитационных сил, формируются нефтяные залежи [115; 117].

Кроме рассмотренной выше «гидротермальной» причины формирования депрессионной зоны имеется ещё одна – тектоническая, а именно - описанные выше обширные зоны разуплотнения или просадки осадков, образующиеся вследствие роста поднятий.

Если описываемые процессы происходили сравнительно недавно, то депрессионные зоны могут частично сохраняться, как например, в пределах упомянутого ранее Талинского месторождения, расположенного на Красноленинском своде, где пластовое давление на момент начала разработки пластов $ЮК_{10-11}$ было ниже гидростатического на 8-9 МПа [57]. Этими же причинами могут объясняться различные уровни ВНК в УВ залежах, которые в депрессионных зонах могут оказаться на десятки метров ниже, чем на окружающих их территориях с нормальным гидростатическим давлением [57].

Кроме того, проникающие по зонам дробления ГФ, вызывают интенсивный флюидоразрыв прилегающих к этим зонам пород вследствие теплового расширения поровых флюидов, представленных, главным образом, водой. Из-за чего, вне зависимости от вещественного состава пород, слагающих эти зоны (включая глины и аргиллиты) они становятся на короткое время проницаемыми для этих флюидов (см. Рисунок 2.48). Кроме того, поскольку водонефтяные флюиды находятся первоначально в виде гомогенного сверхкритического флюида, пропадают проблемы, связанные с эффектом Жамена и фазовой проницаемостью пород по нефти и воде [115, 117, 119].

Поднимающиеся по зонам дробления из фундамента ГФ достаточно быстро остывают при проникновении в высокопроницаемые мощные песчаные породы-коллекторы за счёт взаимодействия с насыщающими их поровыми водами, обладающими высокой теплоёмкостью. Напротив, в тех случаях, когда они по зонам тектонического дробления двигаются вверх по низкопроницаемым глинисто-алевритовым отложениям, они остывают в гораздо меньшей степени и в большей мере сохраняют свою температуру и агрессивные свойства, вплоть до самых верхних меловых осадков, включая викуловскую и даже покурскую свиты, о чём говорилось выше (см. Рисунок 4.1в, Рисунок 4.8, Рисунок 4.9в, г).

Взаимодействуя с осадками, обогащенными ОВ, входящими, главным образом, в состав юрских отложений (углистые глины и зольные угли тюменской свиты, битуминозные кремнистые аргиллиты БС), ГФ активно воздействовали на них, ускоряя процесс генерации ими нафтидов, которые вместе с ними поднимались вверх по зонам дробления, заполняя, сначала юрские, а затем и меловые породы-коллекторы нефтью и/или газом [115; 117; 119; 120].

Вероятно, первоначально, образовавшиеся нафтиды находились в составе ГФ в виде гомогенного, возможно, сверхкритического флюида и лишь по мере его остывания он разделялся на две или три фазы: вода, нефть и газ. Вполне вероятно так же, что этот первичный гомогенный углеводородно-водный флюид разделяясь на водную и углеводородную фазы, проходил через стадию образования эмульсии. Причём сами капельки эмульсии, имели неоднородный состав: внешняя их оболочка была сложена гетеросоединениями, повёрнутыми гидрофильными концами их молекул наружу, что снижало величину поверхностного натяжения на их границе с водой. Именно эта внешняя оболочка, сложенная гетеросоединениями, обогащалась редкоземельными элементами, а также в её составе находились различные органические соединения, содержащие серу, поэтому при их коалесценции создавались повышенные концентрации этих элементов и как следствие образовывались, с одной стороны, редкоземельные минералы, а с другой – сульфиды (см. Рисунки 4.4, 4.5, 4.7). Хотя, конечно вполне возможно образование этих минералов и непосредственно из остывающих ГФ, пересыщенных этими элементами.

Поскольку по мере уменьшения температуры стабильность водонефтяных эмульсий растёт, то, соответственно, относительное количество гетеросоединений в её составе, выносимых остывающими гидротермами в верхние меловые горизонты увеличивается, и как следствие, плотность нефти, выделяющейся впоследствии из этого нафтид-содержащего ГФ, также растёт в верхних и самых верхних продуктивных горизонтах.

Если зона разуплотнения, возникающая над тем или иным поднятием, достигает поверхности, и она посредством субвертикальных трещин сохраняет связь с самыми верхними залежами нафтидов, то наиболее лёгкие УВ по этим зонам дробления эмигрируют в атмосферу. Поэтому оставшиеся в этих залежах нафтиды представляют собой тяжелые, вязкие, богатые гетеросоединениями нефти. Свободный газ в таких участках просто не сохраняются. Примерами таких залежей являются таковые Русского и Северо-Комсомольского месторождений.

Исходя из изложенной концепции, при прочих равных условиях, формирование месторождений и УВ-залежей будет происходить в наиболее проницаемых самых трещиноватых участках, образующихся в зонах разуплотнения осадков. Если рассматривать симметричное антиклинальное поднятие, то такая зона будет располагаться вверху непосредственно над её куполом на некотором удалении от него. Расстояние от купола поднятия до зоны разуплотнения (в данном случае, которая проявляется в виде просадки осадков), а также её латеральные размеры будут зависеть от ряда факторов: морфологии самого поднятия (амплитуды, латеральных размеров), механических свойств пород, в которых происходит рост поднятия, глубины залегания осадков и т.п. [115; 117].

Не следует также забывать, что сама по себе зона разуплотнения, не гарантирует нахождение в её пределах высокоёмких коллекторов. Если эта зона сложена, например, глинисто-алевритовыми породами или песчаниками с высоким содержанием глинисто-алевритового материала, то она не будет выделяться высокими фильтрационно-ёмкостными свойствами, просто в ней будет повышенная концентрация поверхностей и «зеркал» скольжения. В любом случае для формирования зоны повышенной продуктивности, имеющей тектоно-гидротермальное происхождение, в её пределах должны присутствовать песчаные отложения с невысоким содержанием в их составе мелкоалевритовой и/или глинистой фракции.

Обратим внимание ещё раз на тот немаловажный факт, что в подавляющем большинстве случаев, на сейсмовременных разрезах поднятия прослеживаются до самых молодых отложений, что, в свою очередь, свидетельствует о том, что их рост осуществлялся совсем недавно в масштабе геологического времени, а, следовательно, расположенные над ними залежи также имеют молодой возраст.

В заключение ещё раз отметим наиболее важные отличия в проявлении тектоно-гидротермального воздействия на юрские и меловые отложения Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна.

1. В меловых отложениях не встречены зоны окремнения, что, скорее всего, обусловлено тем, что к моменту попадания ГФ в эти отложения, величина их pH заметно возросла, и они из «ультракислых» превратились в нейтральные или слабокислые.

2. В меловых отложениях отсутствуют зоны «осветлённых» пород. Этот феномен можно объяснить тем, что присутствовавший в составе ГФ кислород был израсходован на окисление богатых ОВ отложений юрского возраста, либо тем, что в меловых отложениях из-за низкого содержания в них органики эти процессы просто не заметны на фоне их достаточно светлого цвета.

3. В юрских отложениях среди эпигенетических глинистых минералов, имеющих гидротермальный генезис, преобладают Кт и диккит, а Хл полностью отсутствует, в то время как в меловых отложениях, напротив, плёночный Хл часто является преобладающим глинистым минералом в поровом пространстве песчаников.

4. В меловых осадках гораздо чаще, чем в юрских, встречаются редкоземельные минералы гидротермального происхождения.

5. Юрские отложения, особенно нижнеюрского возраста, в большинстве случаев находятся в зоне сжатия, распространяющейся от растущих из фундамента антиклинальных блоков, а меловые, напротив, - в зоне разуплотнения, формируемой ими на некотором удалении от их вершины. Поэтому УВ, генерированные преимущественно юрскими осадками (главным образом, БС) по зонам дробления, распространяющимся по направлению вверх от этих поднятий, в составе сверхкритических ГФ, переносятся в зоны разуплотнения, формирующиеся в меловых осадках, и образуют крупные залежи нафтидов именно в них [117; 119].

6. В юрских осадках в описываемых тектонически активных зонах возникают тонкие субвертикальные (иногда S-образные) трещины сколово-сдвигового типа с небольшой раскрытостью, а в меловых – преимущественно трещины отрыва с гораздо большей шириной зияющих трещин.

7. С целью поисков и прогноза зон распространения высокопродуктивных зон тектоно-гидротермального происхождения в терригенных коллекторах как мелового, так и юрского возраста, следует использовать метод комплексирования данных сейсморазведки и тектонофизического моделирования [115; 117; 119].

ГЛАВА 5. НЕФТЕГАЗОГЕНЕРАЦИОННЫЕ СВОЙСТВА ДОЮРСКОГО КОМПЛЕКСА, ЮРСКИХ И НИЖНЕНЕОКОМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

5.1. Модифицированный метод материального баланса и данные пиролиза с целью оценки нефтегазогенерационных свойств отложений Западной Сибири разного возраста

Для оценки перспектив нефтегазоносности того или иного осадочного бассейна геологи-нефтяники в середине прошлого века обычно использовали метод материального баланса в комплексе с осадочно-миграционной теорией нафтидогенеза [Успенский, 1954; Вассоевич, 1967; Вассоевич и др., 1970; Неручев, 1969; Неручев, 1998; Трофимук и др., 1965; Конторович и др., 1975; Лопатин, 1969; Ермаков, Скоробогатов, 1986, 1988], [2; 38-42; 54; 55; 66-68; 75; 76; 167-171; 178; 195-197; 210; 212; 217; 222; 240; 257; 267; 281; 284; 289; 321]. Но уже в его конце начали активно развиваться пиролитические методы исследования нефтематеринских пород, которые дали возможность оперативно оценивать нефтегазогенерационные свойства органического вещества (ОВ), присутствующего в тех или иных типах пород, а затем послужили началом следующему этапу моделирования процесса образования нафтидов, получившему впоследствии название «бассейновое моделирование» [Астахов, 2015; Бурштейн, 1997, 2023; Богородская и др., 2005; Варламов и др., 2017; Волков и др., 2016; Галушкин, 2007; Гончаров и Харин, 1982; Гончаров и др. 2016; Конторович и др., 1986; Лопатин и Емец, 1985; Меленевский, 1985; Тиссо и Вельте, 1981; Durand and Paratte,1983; Espitalié, 1985; Espitalié and et al, 1988, Espitalié and et al, 1991; Horsfield and et al, 1988; Lafargue and Behar, 1989; Larter, 1985 и многие другие], [5; 31; 32; 34; 36; 45; 50; 91; 153; 178; 196; 197; 202; 203; 210; 222; 240; 280; 290; 307; 312; 313; 317; 320; 323].

Несмотря на явную перспективность развивающегося направления, оно не лишено ряда недостатков. Главные из них – это отсутствие однозначных данных о палеотектонической и термической истории развития того или иного осадочного бассейна, а также набора кинетических параметров, позволяющих реконструировать процесс генерации нефти и газа и собственно самих образцов нефтематеринских пород, ещё не вступивших в главную зону нефтегенерации. Кроме того, не учитывается возможность влияния на процессы образования нефти и газа из исходного ОВ ($ОВ_{исх}$) высокоэнтальпийных гидротермальных флюидов (ГФ), поступающих в зонах дробления из фундамента в осадочный чехол [115; 117; 127].

Понятно, что для того, чтобы разработать собственную компьютерную программу для бассейнового моделирования и подготовить необходимые кинетические параметры по конкретным нефтематеринским отложениям, необходимо специальное дорогостоящее пиролитическое оборудование и квалифицированные специалисты в области химической кинетики и программирования. Однако, к сожалению, далеко не во всех организациях, занимающихся оценкой перспектив нефтегазоносности тех или иных регионов, имеется такое оборудование и специалисты. Поэтому в настоящей работе в качестве альтернативного метода оценки нефтегазогенерационных свойств на примере разновозрастных пород Западной Сибири, предлагается достаточно простой и сравнительно недорогой вариант использования модифицированного метода материального баланса, но основанного не только на результатах исследования элементного состава седикахитов, по мере их термического или катагенетического

созревания, как это делалось классиками [Успенский, 1954; Вассоевич, 1967; Вассоевич и др. 1970; Неручев, 1969; Неручев, 1998; Конторович и др., 1975], а также при помощи данных, полученных с помощью пиролитических исследований [Зубков, Прямоносова, 1988; Зубков и др., 2000; Зубков и др. 2005; Зубков, 2015].

Целью настоящей работы является демонстрация возможностей предлагаемого метода на примере пород доюрского комплекса (ДК), юрских отложений (главным образом, пород БС и её лито-стратиграфических аналогов), а также нижненеокомских осадков, присутствующих в составе Западно-Сибирского НГБ.

Изучение нефтегазогенерационных свойств образцов, отобранных из разновозрастных отложений, как уже отмечалось ранее (подраздел 3.2.3), осуществлялось на модифицированном программно-аппаратурном комплексе «Хроматэк-Кристалл 5000.2». Определялись следующие параметры: S_1, S_2 и T_{max}. Обычно считается, что величина S_1 соответствует количеству газообразных и жидких углеводородов (УВ), содержащихся в поровом пространстве образцов и выделяющихся при их нагреве в изотермическом режиме при 300^{o}C в течение 3 мин. Пик S_2, также в соответствии с общепризнанным мнением, соответствует количеству УВ, выделяющихся из образцов при их дальнейшем нагреве в интервале температур 300-650^{o}C в результате термокрекинга уже собственно самого ОВ [Богородская и др. 2005; Волков и др., 2016; Гончаров и Харин, 1982; Гончаров и др. 2010; Гончаров и др. 2016; Зубков, Прямоносова, 1988; Зубков и др., 2000; Зубков, 2005; Зубков 2015; Конторович и др., 1986; Лопатин, Емец, 1987; Меленевский, 1985; Тиссо и Вельте, 1981; Espitalié, 1985; Espitalié and et al, 1991; Lafargue and Behar, 1989; Larter, 1985 и многие др.].

На анализаторе АН 7529-М, после удаления карбонатов из анализируемых образцов, определялось содержание в них органического углерода ($C_{орг}$). Величина HI рассчитывалась в соответствии с известным уравнением:

$$HI = S_2 \cdot 100 / C_{орг}, \quad (5.1)$$

Для проведения геохимических расчётов на основе полученных пиролитических данных применялась оригинальная модифицированная диаграмма Ван-Кревелена, построенная с использованием результатов анализов элементного состава различных типов пород, характеризующихся повышенным содержанием ОВ: углей, черных сланцев, битумов и т.д., находящихся на различных стадиях катагенеза, а также различных типов нафтидов (в расширенном понимании, предложенным А.Э. Конторовичем). То есть под этим термином понимается весь комплекс УВ (газообразные и жидкие) и гетеросоединений, генерируемых исходным ОВ, а не только нефть и её дериваты, как предлагалось Муратовым (1954).

От обычно используемых диаграмм подобного типа, предлагаемая отличается равномерным распределением изолиний катагенетического созревания ОВ того или иного типа от исходного («незрелого») его состояния до завершения процесса нефтегазогенерации (Рисунок 5.1а, б).

Кроме значений HI, расположенных на правой оси ординат, для удобства ведения расчётов, на левой оси ординат нанесена равномерная шкала с величинами исходного нефтегазогенерационного потенциала всевозможных типов ОВ, изменяющимися от 0 до 100%, с которой спускаются упомянутые выше гипотетические «нефтегазогенерационные» или сокращённо «генерационные» кривые, расположенные через 5% друг от друга (см. Рисунок 5.1а). В дальнейшем рассматриваемый параметр будем называть коэффициентом остаточной нефтегазогенерации (Кон), а его первоначальную или исходную величину (до начала процесса

нефтегазогенерации) обозначим как $Кон_{исх.}$ Именно эти значения $Кон_{исх.}$, как и величины HI, расположены на осях ординат напротив друг друга (см. Рисунок 5.1а).

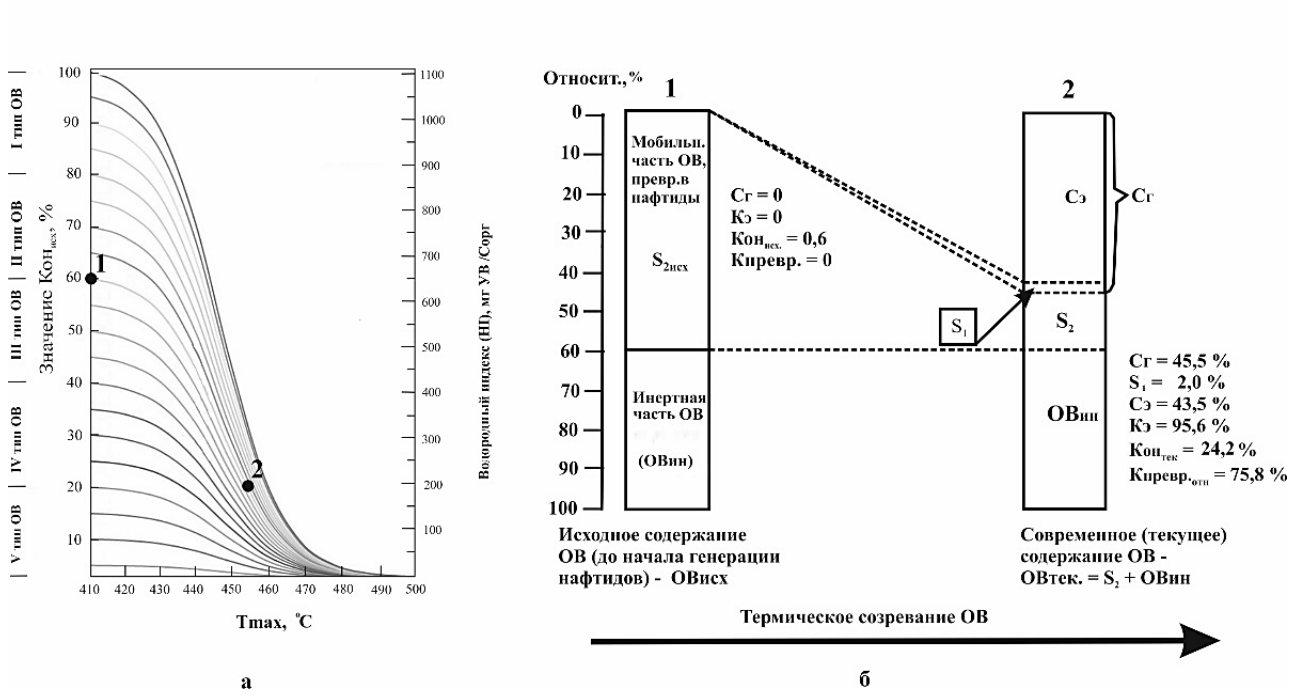


Рисунок 5.1 – Модифицированная диаграмма Ван-Кревелена (HI-Tmax) (а) и схема термического созревания органического вещества II типа (б); 1 – ОВ до начала генерации УВ; 2 – в зоне генерации нафтидов

По аналогии с предложенными Тиссо и Вельте [Тиссо и Вельте, 1981] тремя типами ОВ (I, II и III), предлагается формально выделить пять, расположив их равномерно через 20%, друг от друга. Тогда ОВ I типа имеет исходный генерационный потенциал или $К_{он\ исх}$, изменяющийся от 80 до 100%, ОВ II типа – от 60 до 80%, ОВ III типа – от 40 до 60%, ОВ IV типа – от 20 до 40% и ОВ V типа – от 0 до 20% (см. Рисунок 5.1а).

Как и любая другая модель, предлагаемая модифицированная диаграмма Ван-Кревелена имеет свои ограничения и допускаемые (строго не доказанные) предположения, которые заключаются в следующем. Во-первых, принимается, что генерация нафтидов $ОВ_{исх}$ начинается, когда величина его T_{max} составляет 410°С и более. Во-вторых, что генерация им нафтидов в основном заканчивается, когда величина его T_{max} достигает значений около 460°С. В-третьих, что процесс генерации ОВ нафтидов, в анализируемых образцах, осуществляется в соответствии с расположением его фигуративной или «виртуальной» точки на той или иной генерационной кривой, присутствующей на модифицированной диаграмме Ван-Кревелена (см. Рисунок 5.1а).

Кроме того, для перевода значений $С_{орг}$ в содержание ОВ использованы соответствующие переводные коэффициенты, учитывающие качество $ОВ_{исх}$ и только ту его долю, которая превращается по мере его катагенетического преобразования в нафтиды, исключая ту его часть, которая переходит в неуглеводородные летучие, представленные, главным образом, H_2O, NH_3, H_2S и CO_2.

Прежде чем приступить к расчётам нефтегазогенерационных свойств ОВ, входящего в состав образцов керна, отобранных на геохимические анализы с помощью идеализированной номограммы катагенетического созревания ОВ, сделаем некоторые пояснения и введём ряд обозначений.

Для облегчения понимания нижеследующих экспериментальных и расчётных данных приведена упрощённая схема термического созревания $ОВ_{исх}$ II типа, в процессе которого происходит генерация им нафтидов (Рисунок 5.1б).

Текущее (современное) содержание ОВ – $ОВ_{тек}$, находится путём умножения $С_{орг}$ (в расчёте на породу) на соответствующий переводной коэффициент, учитывающий его современный элементный состав.

Дебитуминированное ОВ или $ОВ_{д}$, находится вычитанием из $ОВ_{тек}$. значения S_1, переведённого в процентное содержание на породу в предположении, что этот параметр отражает содержание в породе нефтяных УВ, присутствующих в поровом пространстве исследуемого образца в свободном и/или физически связанном состоянии.

Инертная часть ОВ ($ОВ_{ин}$), которая остаётся в виде инертного остатка после завершения процесса нефтегазогенерации, вычисляется путём вычитания из $ОВ_{д}$ значения S_2 (так же переведённого в % содержание на породу), в предположении, что величина S_2 соответствует мобильной части ОВ, которая способна превратиться в нафтиды по мере его термического созревания, о чём говорилось ранее (см. Рисунок 5.1б).

Все расчётные генерационные параметры приводятся в весовых процентах, рассчитанных на породу. Для определения исходного содержания $ОВ_{исх}$ необходимо на идеализированной номограмме, двигаясь влево вверх по генерационной кривой, на которую попала точка с соответствующими координатами HI-T_{max} полученными по данным пиролиза для анализируемого образца, найти величину $Кон_{исх}$, соответствующую исходному значению остаточного нефтегазогенерационного потенциала, выраженному в %, который в этой точке по смыслу правильнее назвать начальным (см. выше). Вычисляем переводной коэффициент ($К_1$) для расчета величины $ОВ_{исх}$ следующим образом:

$$К_1 = 100\% / (100\% - К_{он\ исх}\%), \quad (5.2)$$

Откуда:

$$ОВ_{исх}\% = ОВ_{ин}\% \cdot К_1, \quad (5.3)$$

Исходное значение S_2 ($S_{2исх}$), соответствующее мобильной (превращаемой в нафтиды) части ОВ равно разнице между $ОВ_{исх}$ и $ОВ_{ин}$:

$$S_{2исх}\% = ОВ_{исх}\% - ОВ_{ин}\%, \quad (5.4)$$

Текущее значение остаточного нефтегазогенерационного потенциала ($Кон_{тек}$) находится следующим образом: S_2 в % на породу делится на величину $ОВ_{исх}$% и равняется в долях единицы:

$$Кон_{тек} = S_2\% / ОВ_{исх}\%, \quad (5.5)$$

Для перевода полученного значения в % оно умножается на 100.

Тогда абсолютное значение коэффициента превращения $ОВ_{исх}$ в нафтиды ($К_{превр\ абс}$) равно:

$$К_{превр\ абс}\% = К_{он\ исх}\% - К_{он\ тек}\%, \quad (5.6)$$

Относительная величина того же параметра ($К_{превр\ отн}$), находится при условии, что величина $К_{он\ исх}$ принимается за 100%, и равняется:

$$К_{превр\ отн}\% = (К_{превр\ абс} / К_{он\ исх}) \cdot 100\%, \quad (5.7)$$

Количество образовавшихся нафтидов ($С_г$) равняется разнице между $S_{2исх}$ и современной величиной S_2:

$$С_г\% = S_{2исх}\% - S_2\%, \quad (5.8)$$

Количество эмигрировавших нафтидов ($С_э$) равно:

$$С_э\% = С_г\% – S_1\%, \quad (5.9)$$

Коэффициент эмиграции ($К_э$) равен:

$$К_э\% = (С_э/С_г) \cdot 100\%, \quad (5.10)$$

Для экспрессной качественной оценки нефтегазогенерационных свойств использовано также отношение S_1/S_2, для удобства представления полученных данных умноженное на 10^{-2}. Это отношение позволяет на качественном уровне быстро оценить, во-первых, является ли анализируемая порода «генератором» нафтидов или, напротив, их коллектором и, во-вторых, находится ли тот или иной образец в зоне интенсивной нефтегазогенерации или нет. Конкретные примеры использования этого отношения будут рассмотрены позднее. Здесь, однако, следует заметить, что использовать предлагаемую методику расчётов нефтегазогенерационных свойств образцов следует только для таковых, которые отобраны исключительно из нефтегазоматеринских толщь, в которых присутствуют только автохтонные нафтиды. Действительно, если будут использованы результаты пиролиза пород-коллекторов, насыщенных аллохтонными УВ, то мы получим ошибочные расчётные данные, часто имеющие отрицательные значения.

5.2. Нефтегазогенерационные свойства пород, слагающих кровельную часть доюрского комплекса

Используя описанную в предыдущем подразделе оригинальную методику оценки нефтегенерационных свойств пород на основе данных пиролиза и расчетов методом материального баланса, проведем оценку генерационных свойств образцов различных типов пород, отобранных из доюрского комплекса (ДК) на небольшой коллекции образцов (Таблица 5.1).

Исследованные образцы представлены кремнистыми известняками (Северо-Варьеганское месторождение), осветленным метааргиллитом (Андреевский ЛУ), кварц-серицитовым сланцем (Западно-Семивидовское месторождение) и метааргиллитом (Западно-Тугровское месторождение).

Все исследованные породы претерпели интенсивные термические и, вероятно, гидротермальные преобразования, из-за чего содержание $C_{орг}$ в них изменяется от 0,2 до 1,9 % при среднем значении, равном всего 0,9 % (Таблица 5.1). $ОВ_{исх}$, входящее в их состав, практически полностью израсходовало свой нефтегазогенерационный потенциал и представлено преимущественно углеродистым инертным остатком.

Фигуративные точки, нанесенные на поле модифицированной диаграммы Ван-Кревелена, свидетельствуют о том, что рассматриваемые образцы по формальному признаку попадают в самый «низкопродуктивный» V тип ОВ (Рисунок 5.2).

Таким образом, рассматриваемые породы представляют собой не генераторы нафтидов, а очень плохие коллекторы и фиксируемые с помощью пиролиза пики S_1 и S_2 получены за счет термического разложения рассеянных в поровом пространстве этих пород нефтебитумов, образовавшихся за счет термолиза $ОВ_{исх}$, входившего в их состав и/или аллотигенных нафтидов, заполнивших их поры и трещины. Поэтому пик S_1 соответствует выделению из пустотного пространства рассматриваемых образцов преимущественно сравнительно легких УВ, примерно до C_{25}-C_{30}, а в состав пика S_2 входят УВ, выделяющиеся вследствие термолиза асфальто-смолистых компонентов, присутствующих в составе нефтебитума, насыщающего поровое пространство анализируемых образцов.

Об этом же свидетельствуют высокие величины отношения $S_1/S_2 \cdot 10^{-2}$, достигающие значений, равных 100 (см. Таблицу 5.1).

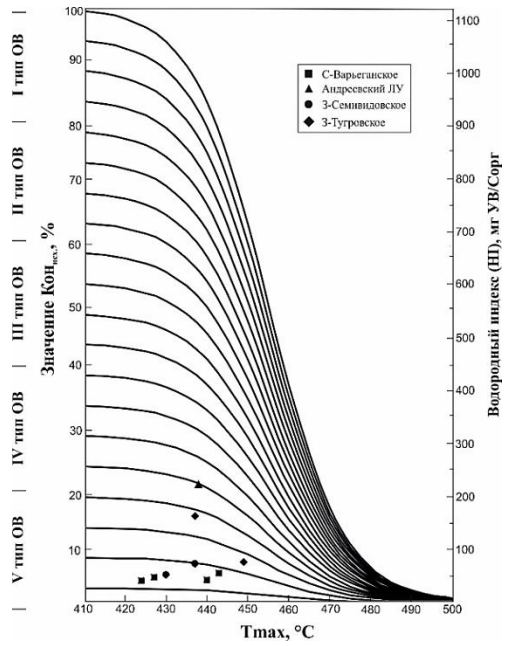


Рисунок 5.2 – Модифицированная диаграмма Ван-Кревелена с результатами пиролитических исследований образцов, отобранных из кровельной части доюрского комплекса Андреевского ЛУ, Западно-Семивидовского, Западно-Тугровского и Северо-Варьеганского месторождений

Низкие значения T_{max} (в среднем равные всего 436 ºС), также подтверждают сделанное предположение, что в пустотном пространстве рассматриваемых образцов, присутствует лишь эпигенетический нефтебитум, а $ОВ_{исх}$ полностью превратилось в инертный графитизированный остаток, не дающий вклад в пик S_2.

Об этом также свидетельствует очень низкая величина количества эмигрировавших нафтидов, составляющая в среднем всего 0,01 % (см. Таблицу 5.1).

Поэтому, как отмечалось в предыдущем подразделе, данные о нефтегазогенерационных свойствах, полученные путем вычислений с использованием метода материального баланса этих образцов на основе результатов пиролитических исследований, нельзя считать правильными, поскольку они сейчас не являются генераторами нафтидов, а представляют собой очень плохие коллекторы, содержащие в себе мизерное количество эпигенетических нафтидов (см. Таблицу 5.1).

Таблица 5.1 – Нефтегенерационные параметры, рассчитанные по данным пиролитического изучения образцов, отобранных из кровельной части доюрского комплекса

№ обр.	Месторождение	Литологический тип породы	Спор, %	S1, мг УВ/г НО	S2, мг УВ/г НО	Tmax, °C	HI, мг УВ/г Сорг	ОВ тек, %	ОВ д, %	ОВ ин, %	ОВ исх., %	S2 исх., %	К он исх., %	К он тек, %	К превр. абс., %	К превр. отн., %	Сг, %	Сэ, %	Кэ, %	$S1/S2 \cdot 10^{-2}$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
173	С-Варьеган	Кремнистый известняк	0,90	0,39	0,39	440	43	0,96	0,92	0,88	0,96	0,08	8,10	4,06	4,04	49,88	0,04	0,00	5	100
33	С-Варьеган	Кремнистый известняк	1,50	0,34	0,84	443	56	1,59	1,56	1,48	1,63	0,15	8,90	5,18	3,72	41,80	0,07	0,03	49	40,6
36	С-Варьеган	Кремнистый известняк	1,10	0,33	0,45	424	41	1,17	1,13	1,09	1,18	0,09	7,30	3,81	3,49	47,81	0,04	0,01	21	73,3
40	С-Варьеган	Кремнистый известняк	1,90	0,86	0,91	427	48	2,02	1,93	1,84	2,03	0,19	9,00	4,46	3,54	44,25	0,10	0,01	11	94,5
9	Андреевское	Метааргиллит осветленный	0,40	0,50	0,98	438	223	0,48	0,43	0,33	0,48	0,15	31,00	20,50	5,50	21,15	0,05	0,00	4	51,0
9	З-Семивидовское	Кварц-серицит. сланец	0,30	0,11	0,25	437	74	0,36	0,35	0,33	0,36	0,04	9,90	6,91	2,99	30,2	0,01	0,00	0	44,0
10	З-Семивидовское	Кварц-серицит. сланец	0,20	0,08	0,10	430	53	0,20	0,19	0,18	0,20	0,02	9,50	4,95	3,55	41,76	0,01	0,00	0	80,0
25	З-Тугровское	Метааргиллит	1,60	0,43	1,19	449	76	1,67	1,63	1,51	1,74	0,23	12,70	6,83	5,87	46,22	0,11	0,07	62	36,1
26	З-Тугровское	Метааргиллит	0,50	0,57	0,88	437	163	0,58	0,52	0,44	0,58	0,15	24,90	15,17	4,73	23,77	0,06	0,00	0	64,8
Средние значения:			0,90	0,40	0,66	436	86,3									38,50	0,05	0,01	16,9	64,9

5.3. Нефтегазогенерационные свойства юрских и нижненеокомских отложений на примере Приуральской и Красноленинской НГО

Нефтегенерационные свойства пород, слагающих прибортовые районы Западно-Сибирского бассейна изучены сравнительно слабо, поэтому были проведены пиролитические исследования образцов с использованием метода материального баланса, отобранных из юрских и нижненеокомских отложений с целью определения степени перспективности краевых участков перспектив нефтегазоносности прибортовых районов Западно-Сибирского НГБ, к которым можно отнести, в частности, Приуральскую и Красноленинскую нефтегазоносные области (НГО).

Здесь, однако, следует отметить, что отложения бажено-абалакского комплекса (БАК) Красноленинского района отдельно будут рассмотрены в следующем подразделе, а в настоящем основное внимание будет уделено тюменским и викуловским осадкам.

Для оценки нефтегазогенерационных свойств разновозрастных отложений использовался оригинальный метод, основанный на использовании результатов пиролитических исследований и метода материального баланса, описанный в подразделе 5.1.

Результаты, полученные с помощью этой методики, демонстрируются на примере, главным образом, отложений даниловской (и её лито-стратиграфических аналогов) и тюменской свит, распространенных в пределах Приуральской НГО и одной скважины, расположенной в Красноленинской НГО (Рисунок 5.3).

Рисунок 5.3 – Схема расположений месторождений, в пределах которых отбирались образцы для пиролитических исследований

Образцы, взятые из одной из скважин *Андреевского* месторождения, отобраны из нижней части даниловской и из осадков тюменской свит (Рисунок 5.4, Таблица 5.2).

Образцы, поднятые из даниловской свиты, представлены аргиллитами с невысоким содержанием $C_{орг}$, варьирующим от 3.3 до 4.9 %. Из тюменской свиты отобран образец

алевритистогой аргиллита с низким содержанием $C_{орг}$ (1.6 %), сильно углистые аргиллиты ($C_{орг}$ – от 28,8 до 42,0 %) и зольные угли ($C_{орг}$ – 59,0-60,8 %).

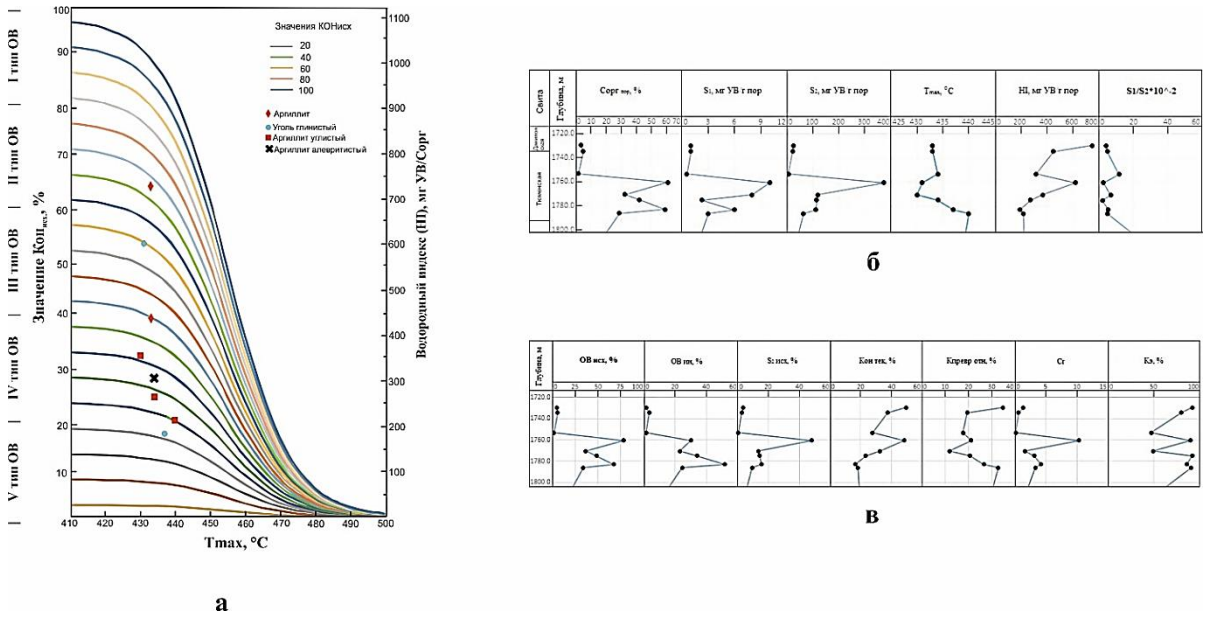


Рисунок 5.4 – Модифицированная диаграмма Ван-Кревелена (а), исходные пиролитические данные (б) и расчетные нефтегенерационные параметры (в), Андреевское месторождение, даниловская и тюменская свиты

Отобранные образцы характеризуются широким интервалом значений HI (от 189 до 747 мгУВ/г$C_{орг}$), что соответствует начальной величине $К_{он\ исх}$, варьирующей в пределах от 21,4 до 73,6 % (см. Рисунок 5.4, Таблицу 5.2). Соответственно, типы ОВ, входящего в состав рассматриваемых отложений, изменяются от II до IV. Наиболее высокие значения HI и $К_{он\ исх}$ имеет ОВ, входящее в состав аргиллитов даниловской свиты и зольном угле, отобранном из кровельной части тюменской свиты. Высокие значения рассматриваемых параметров в глинистом угле свидетельствует о том, что он, вероятно, относится к паралическому типу углей с высоким содержанием в них ОВ сапропелевого типа. Полной противоположностью этому углю является таковой, отобранный из подошвенной части рассматриваемого разреза, у которого величина HI составляет всего 189 мгУВ/г$C_{орг}$, а $К_{он\ исх}$, соответственно, равно лишь 21,4%. Это типично континентальный тип угля, причём с высоким содержанием в нём инертных мацералов типа фюзенита.

Количество нафтидов, генерированных присутствующим в рассматриваемых образцах ОВ, изменяется от 0,083 до 7,8%. Самое большое их количество генерировали угли, причём максимальный их объём дали самые молодые по возрасту, вероятно, как отмечалось выше, паралические угли, ОВ которых относится ко II типу (см. Рисунок 5.4 и Таблицу 5.2).

Значения $К_{превр\ отн}$ изменяются от 9,5 до 26,7%. Таким образом, несмотря на приблизительно одинаковую температурную историю ОВ, входящее в состав рассматриваемых образцов, «созревало» с различной скоростью. В среднем величина $К_{превр\ отн}$ составляет около 20%, то есть основная часть нефтегенерационного потенциала (около 80%) осталась не реализованной.

Величина $К_э$ в исследованных образцах варьирует в пределах от 30 до 90%, однако у основной части образцов этот параметр изменяется в пределах 80-90%. Иными словами, основная часть генерированных ОВ нафтидов эмигрировала из рассматриваемых образцов.

Таблица 5.2 – Нефтегенерационные параметры, рассчитанные по данным пиролитических исследований образцов Андреевского месторождения

№ обр.	Свита	$C_{орг}$, %	S_1, мг УВ/г НО	S_2, мг УВ/г НО	S_1/S_2*10^{-2}	T_{max}, °С	HI, мг УВ/г $C_{орг}$	ОВ $_{тек}$,%	ОВ $_{д}$,%	ОВ $_{ин}$,%	ОВ $_{исх}$,%	S2 $_{исх}$,%	К $_{он\ исх}$,%	К $_{он\ тек}$,%	К $_{превр.\ абс.}$,%	К $_{превр.\ отн.}$,%	$С_{г}$,%	$С_{э}$,%	$К_{э}$,%
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
278	Даниловская	3,32	1,05	24,80	4,2	433	747	3,79	3,68	1,20	4,60	3,39	73,60	53,94	19,66	26,71	0,91	0,81	89
279		4,88	1,07	21,91	4,9	433	449	5,40	5,30	3,11	5,68	2,57	45,20	38,59	6,61	14,62	0,38	0,27	72
280	Тюменская	1,57	0,58	4,93	11,8	434	314	1,71	1,66	1,16	1,74	0,58	32,80	28,35	4,45	13,57	0,08	0,03	30
282		60,79	10,03	375,19	2,7	431	617	68,49	67,48	29,96	75,26	45,30	60,00	49,85	10,15	16,92	7,78	6,78	87
284		32,47	8,01	118,60	6,8	430	365	35,65	34,85	22,99	36,18	13,19	36,20	32,78	3,42	9,45	1,33	0,53	40
285		41,96	2,29	114,11	2,0	434	272	45,63	45,50	33,99	47,72	13,73	28,70	23,91	4,79	16,69	2,32	2,09	90
287		58,98	5,99	111,36	5,4	437	189	63,56	62,96	51,82	66,03	14,20	21,40	16,87	4,53	21,17	3,07	2,47	80
289		28,77	3,05	62,82	4,9	440	218	31,11	30,80	24,52	33,00	8,48	25,10	19,03	6,07	24,18	2,20	1,90	86

В пределах *Западно-Семивидовского* месторождения отобраны образцы из даниловской свиты. Образцы из даниловской свиты представлены аргиллитами, содержание $C_{орг}$ в которых варьирует в пределах от 2,01 до 18,65%. Следует заметить, что последнее значение близко к концентрации ОВ в БС (Рисунок 5.5, Таблица 5.3).

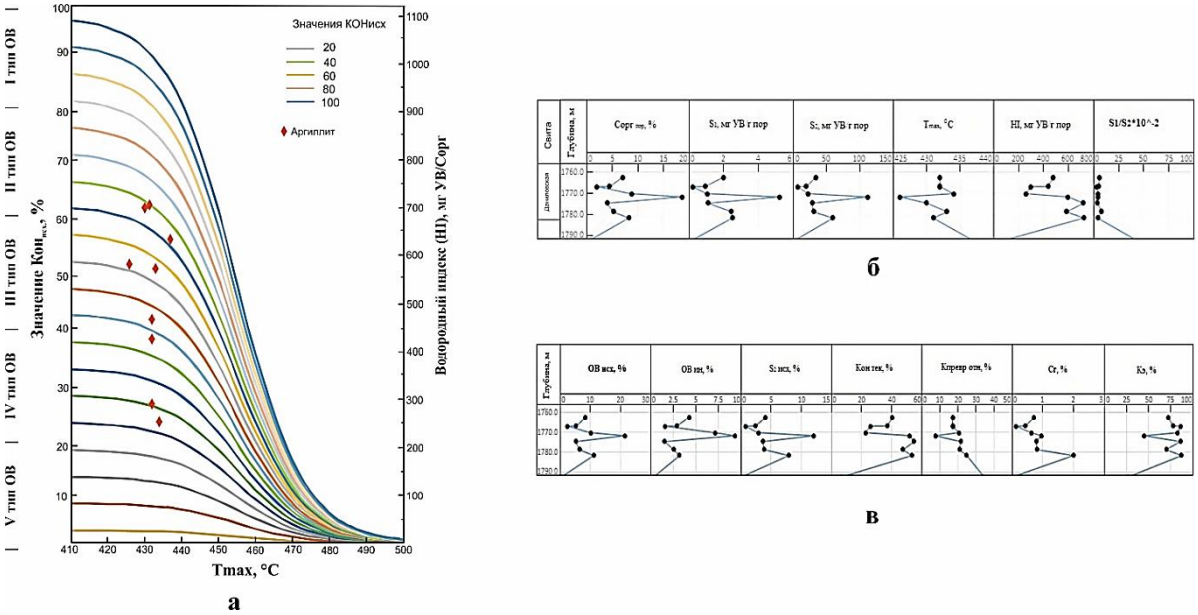


Рисунок 5.5 – Модифицированная диаграмма Ван-Кревелена (а), исходные пиролитические данные (б) и расчетные нефтегенерационные параметры (в), Западно-Семидовское месторождение, даниловская свита

Отобранные образцы характеризуются широким интервалом изменения значений HI (от 259 до 721 мгУВ/г$C_{орг}$), что соответствует начальной величине $К_{он\ исх}$, варьирующей в пределах от 27,5 до 69,6% (см. Рисунок 5.5, Таблицу 5.3). Соответственно, типы ОВ, входящего в состав рассматриваемых отложений, изменяется от II до IV. Столь значительные вариации в качестве исходного ОВ свидетельствуют о том, что палеогеографические условия, в которых происходило накопление осадков в верхнеюрско-неокомском морском бассейне, изменялись во времени, что, в свою очередь, приводило к отложению органических остатков различного состава, а также разнообразным вторичным раннедиагенетическим преобразованиям, включая воздействие многочисленных сообществ микроорганизмов и, соответственно, окислительно-восстановительных условий в осадке.

Количество нафтидов, генерированных присутствующим в рассматриваемых образцах ОВ, изменяется от 0,1 до 1,4 %. Самое большое их количество генерировали образцы, содержащие II-ой тип ОВ (см. Рисунок 5.5, Таблицу 5.3).

Значения $К_{превр\ отн}$ изменяются от 8,52 до 19,15%. Следовательно, несмотря на приблизительно одинаковую температурную историю, ОВ, входящее в состав рассматриваемых образцов, также, как и в разрезе предыдущей скважины, «созревало» с различной скоростью. В среднем величина $К_{превр\ отн}$ составляет около 14,5%, то есть основная часть нефтегенерационного потенциала (около 85%) осталась не реализованной.

Величина $К_э$ в исследованных образцах варьирует в пределах от 50 до 82% (в среднем 70%). Иными словами, большая часть нафтидов, генерированных ОВ, содержащимся в даниловской свите, эмигрировала из рассматриваемых образцов.

Таблица 5.3 – Нефтегенерационные параметры, рассчитанные по данным пиролитических исследований образцов Западно-Семидовского месторождения

№ обр.	Свита	$C_{орг}$, %	S_1, мг УВ/г НО	S_2, мг УВ/г НО	S_1/S_2*10^{-2}	T_{max}, °С	HI, мг УВ/г $C_{орг}$	ОВ $_{тек}$,%	ОВ $_{д}$,%	ОВ $_{ин}$,%	ОВ $_{исх}$,%	S2 $_{исх}$,%	К $_{он\ исх}$,%	К $_{он\ тек}$,%	К $_{превр.\ абс.}$,%	К $_{превр.\ отн.}$,%	$С_{т}$,%	$С_{э}$,%	К$_{э}$,%
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
536	Даниловская	7,01	1,98	33,53	5,9	432	478	7,79	7,59	4,24	8,12	3,89	47,60	41,29	6,31	13,26	0,53	0,34	63
537		4,42	0,93	19,30	4,8	432	437	4,89	4,79	2,86	5,09	2,23	43,60	37,92	5,68	13,03	0,30	0,20	69
538		2,01	0,19	5,98	3,2	432	298	2,19	2,17	1,57	2,27	0,70	30,60	26,32	4,28	13,99	0,10	0,08	81
539		8,75	1,05	22,63	4,6	434	259	9,50	9,40	7,14	9,87	2,74	27,50	22,92	4,58	16,65	0,48	0,37	78
540		18,70	5,21	111,30	4,7	426	597	20,96	20,44	9,32	21,49	12,17	56,60	51,78	4,82	8,52	1,05	0,53	50
541		3,94	1,08	28,28	3,8	430	718	4,48	4,37	1,55	4,94	3,39	68,60	57,29	11,31	16,49	0,56	0,46	81
542		5,17	2,44	30,29	8,1	433	586	5,80	5,56	2,53	6,11	3,58	58,30	49,57	8,73	14,97	0,55	0,31	56
543		8,24	2,5	59,38	4,2	431	721	9,38	9,13	3,19	10,55	7,36	69,60	56,27	13,33	19,15	1,43	1,18	82

Образцы, поднятые из одной из скважин *Западно-Тугровского* месторождения, подняты из подошвенной части даниловской свиты, а также из тюменской свиты (Рисунок 5.6, Таблица 5.4).

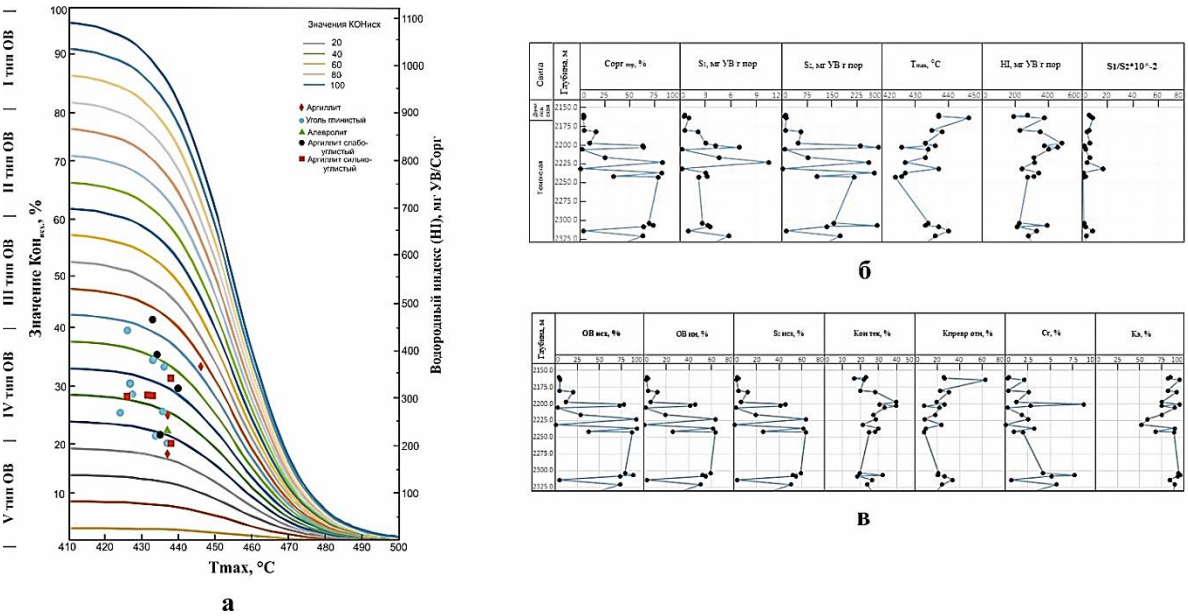


Рисунок 5.6 – Модифицированная диаграмма Ван-Кревелена (а), исходные пиролитические данные (б) и расчетные нефтегенерационные параметры (в), Западно-Тугровское месторождение, даниловская и тюменская свиты

Образцы, поднятые из даниловской свиты, представлены аргиллитами с невысоким содержанием $C_{орг}$, варьирующим от 3.33 до 4.42%. Из тюменской свиты отобрано несколько литологических типов пород. Один образец представлен глинистым алевролитом с низким содержанием $C_{орг}$ (всего 0.64%). Четыре образца слабо углистых аргиллитов, концентрация $C_{орг}$ в которых варьирует от 2.2 до 10.2%, ещё четыре образца более углистых аргиллитов, содержание $C_{орг}$ в которых составляет 16,4-35,8% и, наконец, зольные угли, с концентрацией $C_{орг}$ в их составе, изменяющейся от 62,8 до 83,0% (см. Рисунок 5.6, Таблицу 5.4).

Отобранные образцы характеризуются не очень широким интервалом значений HI (от 189 до 478 мгУВ/г$C_{орг}$), что соответствует начальным величинам $К_{он\ исх}$, варьирующим в пределах от 21,4 до 48,0% (см. Рисунок 5.6, Таблицу 5.4). Соответственно, типы ОВ, входящего в состав рассматриваемых отложений, относятся к III и IV. Причём преобладающая часть фигуративных точек попала в поле именно IV типа ОВ. Наиболее высокие значения HI и $К_{он\ исх}$ имеет ОВ, содержащееся в углистых аргиллитах и зольных углях из верхней части тюменской свиты. Аргиллиты даниловской свиты характеризуются сравнительно низкими величинами этих параметров. Довольно высокие значения рассматриваемых параметров в зольных углях и углистых аргиллитах верхней части тюменской свиты могут свидетельствовать о том, что они, вероятно, накапливались в прибрежно-морских условиях (типа паралических), благодаря чему в них наряду с гумусовым накапливалось много ОВ сапропелевого типа. Количество нафтидов, генерированных присутствующим в рассматриваемых образцах ОВ (не считая образца, представленного глинистым алевролитом), изменяется от 0,19 до 6,0%. Самое большое их количество генерировали зольные угли (см. Рисунок 5.6 и Таблицу 5.4).

Таблица 5.4 – Нефтегенерационные параметры, рассчитанные по данным пиролитических исследований Западно-Тугровского месторождения

№ обр.	Свита	$C_{орг}$, %	S_1, мг УВ/г НО	S_2, мг УВ/г НО	S_1/S_2*10^{-2}	T_{max}, °С	HI, мг УВ/г $C_{орг}$	ОВ $_{тек}$, %	ОВ $_{д}$, %	ОВ $_{ин}$, %	ОВ $_{исх}$, %	S2 $_{исх}$, %	К $_{он\ исх}$, %	К $_{он\ тек}$, %	К $_{превр.\ абс.}$, %	К $_{превр.\ отн.}$, %	$C_{т}$, %	$C_{э}$, %	$К_{э}$, %
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
293	Данилов ская	3,88	0,58	10,56	5,5	437	272	4,22	4,16	3,11	4,43	1,32	29,70	23,85	5,85	19,70	0,27	0,21	78
294		4,42	0,55	8,35	6,6	437	189	4,76	4,71	3,87	4,93	1,06	21,40	16,92	4,48	20,93	0,23	0,17	76
295		3,33	1,07	12,54	8,5	446	377	3,66	3,55	2,30	4,48	2,18	48,00	27,97	20,03	41,73	0,93	0,82	88
299	Тюменская	4,58	0,57	10,47	5,4	435	229	4,96	4,90	3,85	5,14	1,29	24,80	20,37	4,43	17,86	0,24	0,18	76
300		16,42	2,18	57,54	3,8	438	350	18,00	17,78	12,03	19,49	7,46	37,90	29,53	8,37	22,08	1,71	1,49	87
303		10,23	3,05	48,85	6,2	433	478	11,36	11,06	6,17	11,90	5,73	48,00	41,04	6,96	14,50	0,85	0,54	64
305		63,17	4,21	236,10	1,8	436	374	69,43	69,01	45,40	75,25	29,85	39,40	31,38	8,02	20,36	6,24	5,82	93
306		64,11	6,97	290,70	2,4	426	453	71,02	70,32	41,25	73,18	31,93	43,60	39,72	3,88	8,90	2,86	2,16	76
307		2,22	0,25	8,89	2,8	434	400	2,45	2,42	1,53	2,62	1,08	41,10	34,00	7,10	17,27	0,19	0,17	87
309		25,14	4,61	78,59	5,9	433	313	27,44	26,98	19,12	28,40	9,28	32,30	27,67	4,63	14,33	1,42	0,96	67
312		82,99	10,49	261,30	4,0	427	315	90,62	89,57	63,44	92,14	28,70	31,20	28,36	2,84	9,10	2,57	1,52	59
314		0,64	0,25	1,53	16,3	437	239	0,69	0,67	0,52	0,70	0,19	26,40	21,76	4,64	17,58	0,04	0,01	29
316		81,95	3,07	277,70	1,1	427	339	89,72	89,41	61,64	92,63	30,99	33,40	29,98	3,42	10,24	3,21	2,91	90
318		33,85	3,21	105,30	3,0	426	311	36,95	36,63	26,09	37,89	11,80	30,80	27,80	3,00	9,74	1,27	0,95	75
320		78,58	2,20	216,10	1,0	424	275	85,48	85,26	63,65	87,91	24,27	27,30	24,58	2,72	9,96	2,65	2,43	92
322		69,32	2,68	156,00	1,7	434	225	75,00	74,74	59,14	78,27	19,14	24,20	19,93	4,27	17,64	3,54	3,27	92
323		73,51	3,32	286,20	1,2	433	389	80,91	80,58	51,97	86,56	34,60	39,60	33,06	6,54	16,52	5,98	5,65	94
324		63,84	3,59	134,20	2,7	437	210	68,96	68,60	55,18	72,54	17,35	23,50	18,50	5,00	21,28	3,94	3,58	91
326		3,90	1,04	12,82	8,1	440	329	4,27	4,16	2,88	4,55	1,67	36,50	28,18	8,32	22,79	0,39	0,29	73
329		62,84	5,76	173,70	3,3	436	276	68,36	67,79	50,42	71,84	21,43	29,80	24,18	5,62	18,86	4,06	3,48	86
332		35,81	3,07	112,40	2,7	432	314	39,10	38,79	27,55	40,62	13,07	32,10	27,67	4,43	13,80	1,83	1,52	83
333		46,38	4,61	98,09	4,7	438	211	50,11	49,65	39,84	52,39	12,55	23,90	18,72	5,18	21,67	2,74	2,28	83

Значения $К_{превр\ отн}$ изменяются от 8,9 до 41,7%. Таким образом, вновь, отмечается тот же феномен, что, несмотря на приблизительно одинаковую температурную историю, ОВ, входящее в состав рассматриваемых образцов, «созревало» с различной скоростью. В среднем величина $К_{превр\ отн}$ составляет около 17,4%, то есть основная часть нефтегазогенерационного потенциала (около 83%) осталась не реализованной.

Величина $К_э$ в исследованных образцах (опять же исключая образец глинистого алевролита) варьирует в пределах от 64 до 93%. То есть основная часть генерированных ОВ нафтидов эмигрировала из рассматриваемых образцов.

Образцы, поднятые из одной из скважин *Красноленинского* месторождения, отобраны из двух интервалов, отстоящих друг от друга почти на 1000 м. Верхний интервал представлен отложениями викуловской свиты, а нижний – породами даниловской и тюменской свит.

Образцы, отобранные из викуловской свиты, представлены аргиллитами в большей или меньшей степени обогащенными ОВ. Содержание $С_{орг}$ в них варьирует в пределах 1.66-7.21% при среднем содержании 3,9% (Рисунок 5.7, Таблица 5.5).

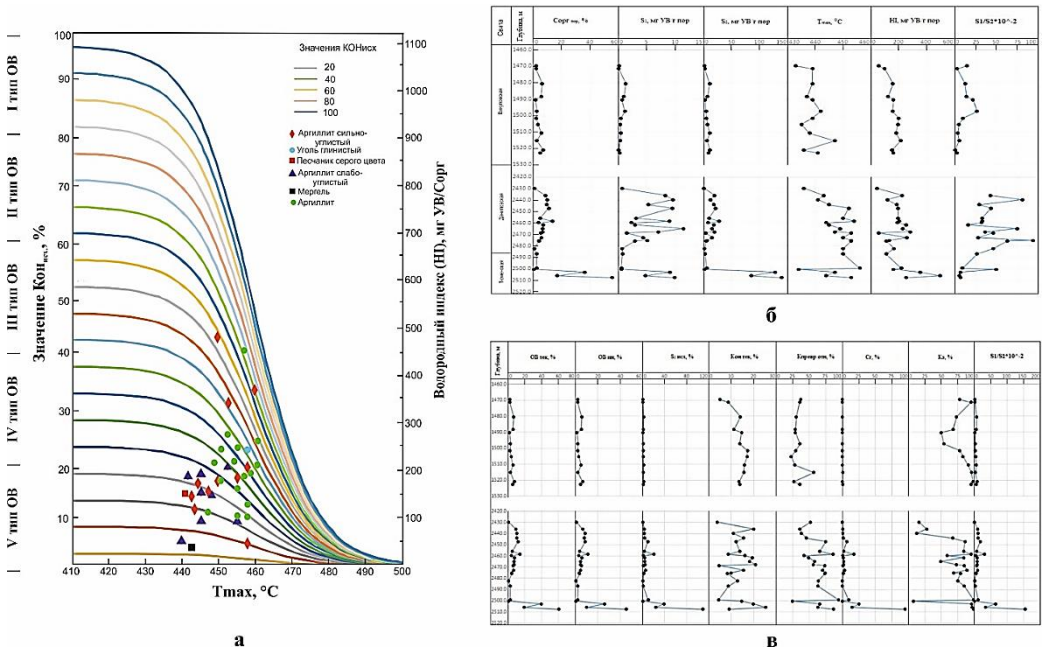


Рисунок 5.7 – Модифицированная диаграмма Ван-Кревелена (а), исходные пиролитические данные (б) и расчетные нефтегенерационные параметры (в), Красноленинское месторождение, викуловская, даниловская и тюменская свиты

Отобранные образцы характеризуются низкими значениями HI, варьирующими в пределах 55-214, то есть их фигуративные точки попадают преимущественно в поля диаграммы, соответствующие ОВ V и в меньшей степени IV типов.

Несмотря на небольшую глубину залегания рассматриваемых отложений, ОВ, присутствующее в них, обладает довольно значительной величиной $К_{превр\ отн}$, которая изменяется от 21,8 до 38,5%, при среднем значении, равном 25,9%. Иными словами, оно реализовало свой исходный нефтегенерационный потенциал более, чем на четверть.

Количество нафтидов ($С_г$), образовавшихся из $ОВ_{исх}$, входящего в состав викуловской свиты, невелико и варьирует в пределах от 0,05 до 0,34% (см. Рисунок 5.7, Таблицу 5.5). Причём основная часть образовавшихся нафтидов эмигрировала из аргиллитов в ближайшие к ним

породы-коллекторы. Дейтвительно, величина $К_э$ в среднем изменяется от 69 до 98% и лишь в двух образцах составляет 31%.

Обращает на себя внимание закономерное уменьшение значений отношения S_1/S_2x10^{-2}, при переходе от алевритистых аргиллитов, имеющих сравнительно низкое содержание ОВ в своём составе, у которых это отношение изменяется от 3.0 до 27.1, при среднем значении 12.5, к аргилитам с более высоким содержанием ОВ, для которых установлены вариации обсуждаемого отношения в пределах 0.6-14.2, при средней величине, равной 6.7 (см. Рисунок 5.7, Таблицу 5.5). Значения этого отношения имеют обратно пропорциональную связь с величиной $К_э$.

Содержание $С_{орг}$ в аргиллитах даниловской свиты изменяется в пределах от 0,81 до 13,54%. Минимальная концентрация $С_{орг}$, как правило, отмечается в карбонатных разновидностях пород типа мергелей и глинистых известняков. Для этого же типа пород характерны минимальные значения HI, составляющие всего 41-55 мгУВ/г$С_{орг}$ (см. Рисунок 5.7, Таблицу 5.5). В целом для этих отложений характерны невысокие значения HI, изменяющиеся в пределах 99-465 мгУВ/г$С_{орг}$. Основная масса образцов попадает в поля, принадлежащие V и IV типам ОВ, реже III и в единичном случае - II типам ОВ.

Для ОВ, входящего в состав рассматриваемых отложений, характерна довольно высокая величина $К_{превр\ отн}$, изменяющаяся от 26,6 до 73,1%, при среднем значении 45,4%. Иными словами, почти половина исходного нефтегенерационного потенциала ОВ рассматриваемых отложений уже реализована. Обращает на себя внимание широкий интервал изменения значений $К_{превр\ отн}$, несмотря на практически одинаковую термическую историю этих отложений, что, вероятно, объясняется неоднородным мацеральным составом ОВ, и, соответственно, различной кинетикой «созревания» каждого типа мацерала.

Количество нафтидов ($С_г$), сформировавшихся в этих осадках варьирует в широком интервале значений – от 0,07 до 5,67%, а величина $К_э$ варьирует от 1 до 93% (см. Рисунок 5.7, Таблицу 5.5). В одном образце получены отрицательные значения, равные -80%. Это означает, что этот образец является не генератором, а аккумулятором нафтидов (т.е. коллектором), причём 80% присутствующих в нём нафтидов являются аллотигенными.

Для рассматриваемых отложений характерны повышенные значения S_1/S_2x10^{-2}, изменяющиеся в пределах от 15.7 до 93.3, причём в двух образах величина этого отношения достигает 190.9 и 249.5. Последний образец именно тот, для которого получены отрицательные значения $С_э$ и $К_э$.

Повышенные значения обсуждаемого отношения могут свидетельствовать об активном протекании процесса нефтегенерации в рассматриваемых отложениях, причём образующиеся в них нафтиды не успевают эмигрировать, из-за чего значения $К_э$, полученные для этих образцов, имеют не очень высокие значения (см. Рисунок 5.8, Таблицу 5.5). Средняя величина $К_э$ для даниловских аргиллитов составляет всего 42.2%.

Образцы, поднятые из тюменской свиты, представлены глинистым песчаником с минимальной концентрацией в нём $С_{орг}$ (всего 0,68%), аргиллитом ($С_{орг}$ - 2,39%), аргиллитами сильно углистыми (содержание $С_{орг}$ в них изменяется от 17.1 до 36.3%) и зольным углем ($С_{орг}$ - 55,7%).

Величина HI в рассматриваемых образцах изменяется от 159 мгУВ/г$С_{орг}$ (глинистый песчаник) до 496 мгУВ/г$С_{орг}$ (сильно углистый аргиллит). Основная часть образцов или, вернее, их фигуративных точек, расположены в поле IV типа ОВ. Лишь две точки лежат в поле III и одна – в поле II типа ОВ (см. Рисунок 5.7, Таблица 5.5).

Таблица 5.5 – Нефтегенерационные параметры, рассчитанные по данным пиролитических исследований Красноленинского месторождения

№ обр.	Свита	$C_{орг}$, %	S_1, мг УВ/г пор	S_2, мг УВ/г пор	S_1/S_2*10^{-2}	T_{max}, °С	HI, мг УВ/г $C_{орг}$	ОВ $_{тек}$, %	ОВ $_{д}$, %	ОВ $_{ин}$, %	ОВ $_{исх}$, %	S2 $_{исх}$, %	К $_{он\ исх}$, %	К $_{он\ тек}$, %	К $_{превр.\ абс.}$, %	К $_{превр.\ отн.}$, %	$C_г$, %	$C_э$, %	$К_э$, %
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
343	Викуловская	1,99	0,16	1,09	14,7	433	55	2,11	2,10	1,99	2,15	0,16	7,80	5,07	2,73	35,00	0,05	0,04	69
344		2,04	0,06	2,01	3,0	439	99	2,18	2,17	1,97	2,27	0,30	12,70	8,86	3,84	30,24	0,10	0,09	94
346		6,45	1,27	10,18	12,5	439	158	6,93	6,80	5,78	7,13	1,35	18,70	14,27	4,43	23,69	0,33	0,21	62
349		5,63	0,99	6,97	14,2	437	124	6,03	5,93	5,23	6,18	0,95	15,00	11,28	3,72	24,80	0,26	0,16	61
351		1,66	0,59	2,69	21,9	439	162	1,78	1,73	1,46	1,81	0,36	19,20	14,85	4,35	22,66	0,09	0,03	31
354		2,66	1,11	4,10	27,1	442	154	2,86	2,75	2,34	2,91	0,57	19,40	14,10	5,30	27,32	0,16	0,05	32
356		2,27	0,45	4,52	10,0	439	199	2,45	2,40	1,95	2,55	0,60	22,90	17,75	5,15	22,49	0,14	0,10	69
358		3,47	0,34	6,66	5,1	435	192	3,74	3,71	3,04	3,87	0,83	21,30	17,20	4,10	19,25	0,17	0,13	79
359		5,69	0,39	10,29	3,8	438	181	6,13	6,09	5,06	6,39	1,34	20,80	16,09	4,71	22,64	0,31	0,27	87
361		2,67	0,32	5,71	5,6	447	214	2,89	2,85	2,28	3,25	0,97	29,20	17,56	11,64	39,86	0,40	0,37	92
363		7,21	0,07	10,90	0,6	436	151	7,74	7,73	6,64	8,06	1,41	17,50	13,53	3,97	22,69	0,32	0,32	98
365		5,20	0,27	8,41	3,2	441	162	5,59	5,56	4,72	5,92	1,20	19,70	14,20	5,50	27,92	0,36	0,34	93
366	Даниловская	4,65	4,33	17,69	24,5	455	380	5,11	4,68	2,91	9,60	6,69	68,50	18,43	50,07	73,09	4,92	4,49	91
367		0,81	0,63	0,33	190,9	436	41	0,86	0,80	0,76	0,86	0,10	11,70	3,82	3,88	50,39	0,07	0,00	6
368		5,34	3,89	24,85	15,7	452	465	5,92	5,53	3,05	11,27	8,22	72,00	22,06	49,94	69,36	5,73	5,34	93
369		8,69	8,28	19,41	42,7	443	223	9,40	8,57	6,63	9,48	2,85	29,40	20,47	7,93	27,92	0,91	0,08	9
370		10,02	9,57	11,78	81,2	441	118	10,72	9,76	8,58	10,75	2,17	20,10	10,96	5,14	31,93	0,99	0,04	4
371		9,62	5,27	17,76	29,7	445	185	10,36	9,84	8,06	10,72	2,66	24,30	16,57	7,73	31,81	0,88	0,35	40
372		11,04	9,45	21,59	43,8	452	196	11,91	10,96	8,80	13,04	4,24	31,70	16,56	15,14	47,76	2,08	1,13	55
373		12,77	10,18	27,18	37,5	453	213	13,80	12,78	10,06	15,99	5,92	36,00	17,00	19,00	52,78	3,21	2,19	68
374		4,85	3,11	9,48	32,8	450	195	5,23	4,92	3,97	5,67	1,69	29,30	16,73	12,57	42,90	0,75	0,44	58
375		13,54	8,98	27,26	32,9	454	201	14,61	13,71	10,99	17,47	6,49	35,80	15,60	20,20	56,42	3,76	2,86	76

Продолжение таблицы 5.5

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
376	Даниловская	3,75	2,29	7,05	32,5	444	188	4,04	3,81	3,11	4,13	1,02	24,10	17,08	7,02	29,13	0,32	0,09	28
377		7,13	2,90	17,97	16,1	445	252	7,74	7,45	5,65	8,38	2,73	32,20	21,45	10,75	33,39	0,93	0,64	69
378		6,74	11,43	15,30	74,7	449	227	7,30	6,15	4,62	7,39	2,77	36,60	20,71	12,89	38,36	1,24	0,09	8
379		6,74	6,96	19,13	36,4	447	284	7,34	6,64	4,73	7,71	2,99	38,00	24,80	13,20	34,74	1,07	0,38	35
380		5,60	1,43	3,09	46,3	453	55	5,95	5,81	5,50	6,24	0,74	11,30	4,95	6,35	56,19	0,44	0,29	67
381		5,99	4,34	15,31	28,3	450	256	6,50	6,07	4,54	7,37	2,83	37,50	20,77	16,73	44,61	1,30	0,87	67
382		5,85	8,67	15,83	54,8	456	271	6,36	5,49	3,91	8,42	4,51	52,10	18,81	33,29	63,90	2,92	2,06	70
383		3,24	8,01	3,21	249,5	450	99	3,46	2,66	2,34	3,10	0,77	24,20	10,34	6,86	39,88	0,45	-0,36	-80
384		4,07	5,07	5,41	93,7	453	133	4,36	3,85	3,31	4,39	1,08	23,40	12,33	11,07	47,31	0,54	0,03	6
385		4,24	2,90	4,58	63,3	453	108	4,53	4,24	3,78	4,73	0,95	19,60	9,67	9,93	50,66	0,49	0,20	41
386		0,83	0,64	1,38	46,4	450	166	0,89	0,83	0,69	0,93	0,24	25,30	14,78	10,52	41,58	0,11	0,04	40
387		2,41	0,70	2,60	26,9	450	108	2,58	2,51	2,25	2,73	0,49	17,40	9,51	7,89	45,34	0,23	0,16	69
390	Тюменская	2,39	0,49	5,20	9,4	456	218	2,58	2,54	2,02	3,60	1,58	42,60	14,45	28,15	66,08	1,06	1,02	95
391		0,68	0,54	1,08	50,0	434	159	0,73	0,68	0,57	0,74	0,17	22,90	14,59	4,31	22,80	0,06	0,01	16
392		36,33	9,10	128,08	7,1	447	353	39,84	38,93	26,12	49,56	23,45	46,40	25,84	20,56	44,31	10,64	9,73	91
393		17,11	4,74	84,84	5,6	444	496	19,04	18,56	10,08	25,10	15,02	59,20	33,80	25,40	42,91	6,54	6,06	93
394		55,66	9,87	139,68	7,1	453	251	60,40	59,41	45,44	79,76	34,31	41,90	17,51	24,39	58,21	20,35	19,36	95

Величина $К_{превр\ отн}$ также характеризуется достаточно значимыми величинами, варьирующими в пределах 40,4-66,0%, составляя в среднем 51.8% (глинистый песчаник в этих расчетах не участвует). То есть, ОВ, присутствующее в составе отложений тюменской свиты, в среднем более чем на половину исчерпало свой первоначальный нефтегазогенерационный потенциал.

Следует отметить, что в отличие от более молодых отложений, в рассматриваемых, коэффициент $К_э$ (песчаник не рассматривается) имеет большие значения, изменяющиеся от 91 до 95% (в среднем – 93,3%). Об этом же свидетельствуют небольшие величины S_1/S_2x10^{-2}, изменяющиеся от 5.6 до 9.4 (см. Рисунок 5.7, Таблицу 5.5). В заключение отметим ещё раз, что песчаник не является нефтематеринской породой, а потому расчётные данные, полученные на основе его пиролитических исследований не стоит учитывать при геохимических расчетах.

Разрез, вскрытый в пределах *Лазаревского* месторождения, представлен отложениями даниловской и тюменской свит (Рисунок 5.8, Таблица 5.6). Из даниловской свиты отобрано всего два образца с невысоким содержанием $С_{орг}$ (1.83 и 3.24%). Они обладают низкими нефтегенерационными свойствами (HI у этих образцов составляет 308 и 403 мгУВ/г$С_{орг}$). Поэтому они попадают в поля IV и III типов ОВ, хотя и являются морскими отложениями.

Степень превращения ОВ, присутствующего в их составе, в нафтиды невелика, что подтверждается низкими значениями коэффициента $К_{превр\ отн}$, равного 14.7 и 16.8%. Таким образом, от мобильной части $ОВ_{исх}$, присутствующего в составе даниловской свиты Лазаревского месторождения, сохранилось порядка 83-85%.

В процессе генерации образовалось всего около 0.1-0.3% нафтидов, причём большая их часть (порядка 54-68%) эмигрировала из них (см. Рисунок 5.8, Таблицу 5.6). Невысокие значения отношения S_1/S_2x10^{-2} равные 6.8 и 8.0 также свидетельствуют о вялом течении процессов нефтегенерации в рассматриваемом интервале.

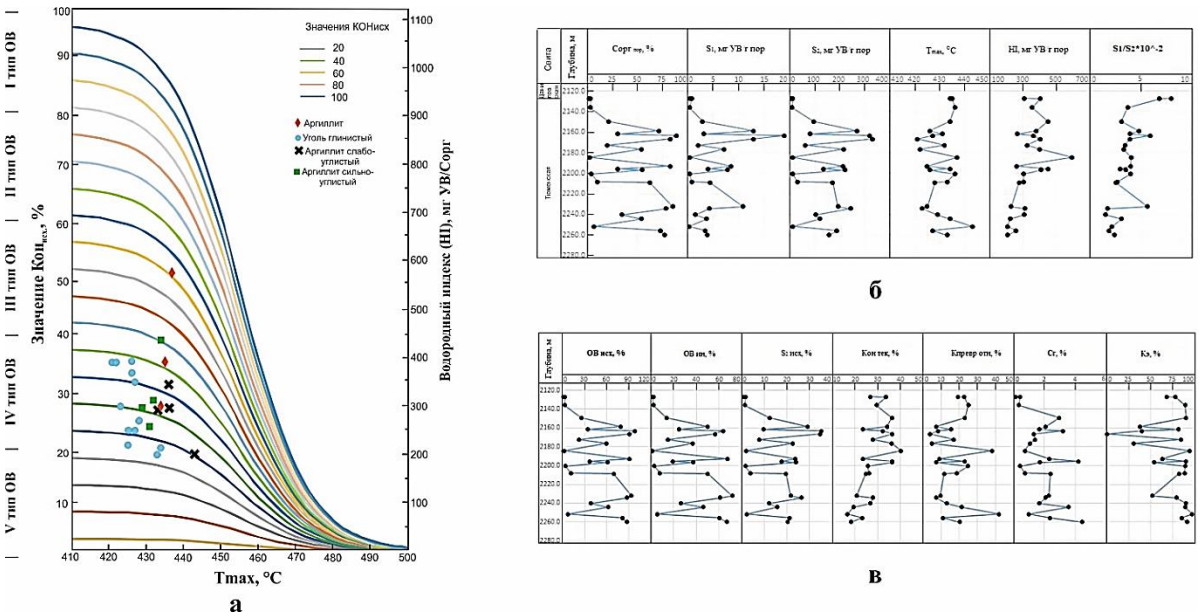


Рисунок 5.8 – Модифицированная диаграмма Ван-Кревелена (а), исходные пиролитические данные (б) и расчетные нефтегенерационные параметры (в), Лазаревское месторождение, даниловская и тюменская свиты

Таблица 5.6 – Нефтегенерационные параметры, рассчитанные по данным пиролитических исследований Лазаревского месторождения

№ обр.	Свита	$C_{орг}$, %	S_1, мг УВ/г НО	S_2, мг УВ/г НО	S_1/S_2*10^{-2}	T_{max}, °С	HI, мг УВ/г $C_{орг}$	ОВ $_{тек}$, %	ОВ $_{дз}$ %	ОВ $_{ин}$, %	ОВ $_{исх}$, %	S2 $_{исх}$, %	К $_{он\ исх}$, %	К $_{он\ тек}$, %	К $_{превр.\ абс.}$, %	К $_{превр.\ отн.}$, %	$С_г$, %	$С_э$, %	$К_э$, %
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
398	Даниловская	1,83	0,45	5,63	8,0	434	308	2,00	1,95	1,39	2,05	0,66	32,20	27,48	4,72	14,66	0,10	0,05	54
399		3,24	0,89	13,05	6,8	435	403	3,57	3,48	2,18	3,76	1,58	41,70	34,70	7,00	16,79	0,28	0,19	68
401	Тюменская	2,83	0,37	10,02	3,7	436	354	3,10	3,07	2,07	3,32	1,26	37,40	30,18	7,22	19,30	0,25	0,22	85
403		21,03	2,92	94,32	3,1	434	449	23,28	22,99	13,56	25,08	11,52	45,70	37,61	8,09	17,70	2,09	1,79	86
405		71,19	12,96	270,12	4,8	426	379	78,29	76,99	49,98	79,59	29,61	37,00	33,94	3,06	8,27	2,60	1,30	50
406		30,41	3,17	80,63	3,9	431	265	33,05	32,73	24,67	34,10	9,44	27,30	23,64	3,66	13,41	1,37	1,06	77
407		88,73	18,94	319,46	5,9	427	360	97,37	95,48	63,53	98,66	35,13	35,40	32,38	3,02	8,53	3,18	1,29	41
409		82,46	12,89	331,65	3,9	421	402	90,87	89,58	56,42	91,48	35,06	38,30	36,25	2,05	5,35	1,90	0,61	32
411		19,54	2,15	62,82	3,4	432	321	21,35	21,14	14,85	22,20	7,35	32,80	28,30	4,50	13,72	1,06	0,85	80
412		53,85	7,12	215,90	3,3	422	401	59,34	58,63	37,04	60,06	23,02	38,30	35,95	2,35	6,14	1,43	0,72	50
414		1,93	0,46	11,43	4,0	437	592	2,17	2,12	0,98	2,57	1,59	61,50	44,44	17,06	27,74	0,45	0,40	90
416		82,49	8,54	213,59	4,0	425	259	89,59	88,74	67,38	91,04	23,67	26,00	23,46	2,54	9,77	2,31	1,45	63
417		29,99	3,99	134,70	3,0	434	449	33,21	32,81	19,34	35,76	16,43	45,70	37,66	8,04	17,59	2,96	2,56	87
418		54,80	7,82	222,86	3,5	426	407	60,42	59,64	37,35	61,72	24,38	39,40	36,11	3,29	8,35	2,09	1,31	63
419		3,97	0,48	12,07	4,0	436	304	4,33	4,28	3,08	4,57	1,50	32,50	26,41	6,09	18,74	0,29	0,24	83
421		10,24	0,84	30,91	2,7	433	302	11,17	11,08	7,99	11,70	3,71	31,30	26,41	4,89	15,62	0,62	0,54	86
422		62,21	4,35	172,29	2,5	428	277	67,68	67,25	50,02	69,62	19,60	27,90	24,75	3,15	11,29	2,37	1,93	82
428		85,27	10,92	193,45	5,6	425	227	92,28	91,19	71,84	93,49	21,65	23,10	20,69	2,41	10,43	2,30	1,21	53
429		78,76	4,26	243,15	1,8	423	309	85,94	85,52	61,20	87,60	26,40	30,20	27,76	2,44	8,08	2,08	1,66	80
431		34,08	1,60	104,03	1,5	429	305	37,18	37,02	26,62	38,39	11,78	30,50	27,10	3,40	11,15	1,37	1,21	88
432		54,35	3,75	119,87	3,1	434	221	58,78	58,41	46,42	60,97	14,55	23,80	19,66	4,14	17,39	2,57	2,19	85
434	Тюменская	6,347	0,28	13,05	2,1	443	206	6,85	6,83	5,52	7,45	1,93	25,50	17,53	7,97	31,25	0,62	0,59	95
435		73,19	3,46	188,56	1,8	427	258	79,48	79,14	60,28	81,47	21,19	26,00	23,14	2,86	11,00	2,33	1,99	85
436		76,94	3,82	158,63	2,4	433	206	83,07	82,69	66,83	86,40	19,57	22,20	18,36	3,84	17,30	3,71	3,32	90

Из разреза тюменской свиты, отобраны образцы трёх различных литологических типов нефтематеринских пород: слабо углистые аргиллиты ($C_{орг}$ – 1.9-10.2%), сильно углистые аргиллиты ($C_{орг}$ – 19.5-34.1%) и зольные угли ($C_{орг}$ – 54.4-88.7%). Они характеризуются невысокими значениями HI (206-592 мгУВ/г$C_{орг}$), поэтому основная их часть попадает в поле IV типа ОВ и лишь единичные образцы оказались в поле V и III типов ОВ (см. Рисунок 5.8, Таблицу 5.6). Степень превращения ОВ, присутствующего в составе тюменских отложений, в нафтиды невелика, что видно из низких значений коэффициента $К_{превр\ отн}$, изменяющегося от 5.4 до 31.3%, при среднем значении, равном 14%. Таким образом, от мобильной части ОВ, присутствующего в составе углистых отложений тюменской свиты Лазаревского месторождения, в среднем сохранилось порядка 86%.

В процессе генерации из ОВ (угля) образовалось от 0.3 до 3.7% нафтидов, при среднем значении порядка 1.8%, причём большая их часть (за исключением нескольких образцов) эмигрировала из них (см. Рисунок 5.8, Таблицу 5.6). Основными генераторами нафтидов в рассматриваемых отложениях тюменской свиты являются сильно углистые аргиллиты и зольные угли. Величина $К_э$ изменяется от 32 до 95% при средней величине, равной 74%. Невысокие значения отношения S_1/S_2x10^{-2} изменяющиеся от 1,5 до 5,9, также свидетельствуют о вялом течении процессов нефтегенерации в рассматриваемом разрезе отложений тюменской свиты. В пределах *Сыморьяхского* месторождения исследованы образцы, отобранные из отложений даниловской и тюменской свит (Рисунок 5.9, Таблица 5.7).

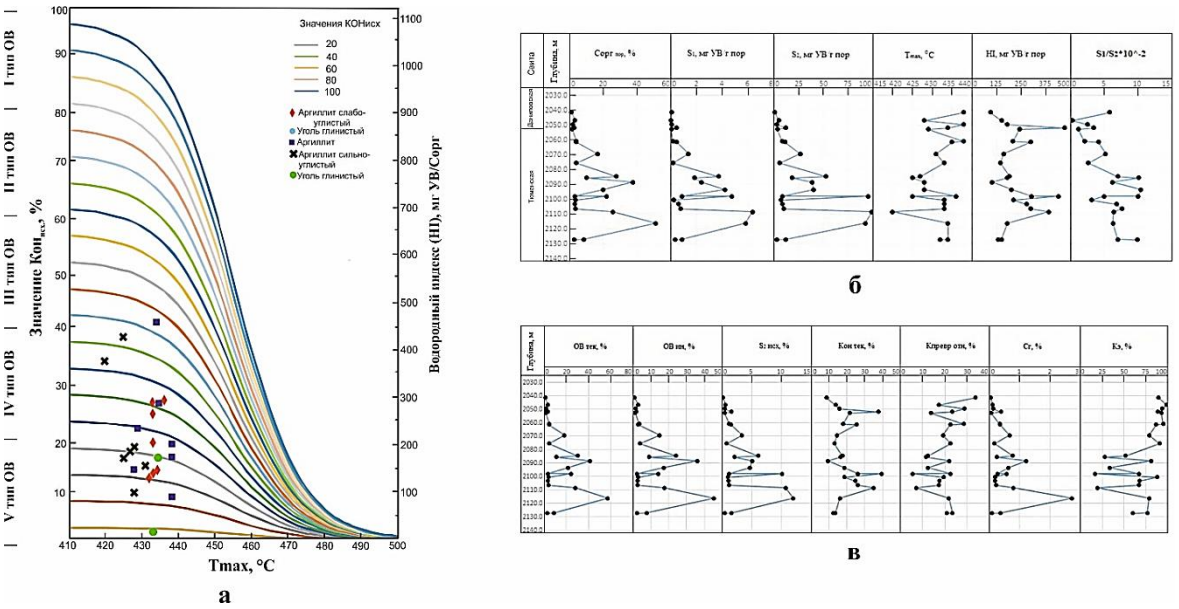


Рисунок 5.9 – Модифицированная диаграмма Ван-Кревелена (а), исходные пиролитические данные (б) и расчетные нефтегенерационные параметры (в), Сыморьяхское месторождение, даниловская и тюменская свиты

Содержание $C_{орг}$ в составе образцов даниловской свиты невелико – всего 0,91-3,13 %, причём качество ОВ так же не очень высокое – величина HI изменяется от 95 до 471 мгУВ/г$C_{орг}$. То есть, основная часть образцов относится к ОВ V типа, за исключением всего двух образцов, один из которых попадает в поле ОВ IV и один – в поле ОВ III типов. Сам факт довольно странный, поскольку отложения даниловской свиты считаются морскими осадками, а потому ожидалось, что они должны иметь гораздо более высокие значения HI и относиться как минимум к III-му или даже ко II-му классам ОВ.

Таблица 5.7 – Нефтегенерационные параметры, рассчитанные по данным пиролитических исследований Сыморьяхского месторождения

№ обр.	Свита	$C_{орг}$, %	S_1, мг УВ/г НО	S_2, мг УВ/г НО	S_1/S_2*10^{-2}	T_{max}, °С	HI, мг УВ/г $C_{орг}$	ОВ $_{тек}$, %	ОВ $_{д}$, %	ОВ $_{ин}$, %	ОВ $_{исх}$, %	S2 $_{исх}$, %	К $_{он\ исх}$, %	К $_{он\ тек}$, %	К $_{превр.\ абс.}$, %	К $_{превр.\ отн.}$, %	$С_{т}$, %	$С_{э}$, %	$К_{э}$, %
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
440	Даниловская	0,91	0,05	0,86	5,8	438	95	0,97	0,97	0,88	1,01	0,13	12,20	8,56	3,64	29,84	0,04	0,03	87
441		3,13	0,01	4,73	0,2	428	151	3,36	3,36	2,89	3,47	0,58	16,50	13,65	2,85	17,27	0,11	0,11	99
442		1,55	0,07	2,79	2,5	438	180	1,67	1,66	1,38	1,75	0,37	20,80	15,96	4,84	23,27	0,09	0,08	92
443		2,58	0,42	12,15	3,5	434	471	2,87	2,82	1,61	3,11	1,50	47,80	39,13	8,67	18,14	0,28	0,24	85
444		1,45	0,04	3,49	1,1	429	241	1,57	1,57	1,22	1,62	0,41	24,70	21,49	3,21	13,00	0,06	0,05	93
445	Тюменская	3,98	0,17	8,26	2,1	438	208	4,30	4,28	3,46	4,54	1,09	23,50	18,18	5,32	22,64	0,26	0,25	94
446		3,79	0,46	11,25	4,1	435	297	4,13	4,09	2,96	4,34	1,38	31,40	25,95	5,45	17,36	0,25	0,21	82
449		16,49	1,37	26,52	5,2	431	161	17,72	17,58	14,93	18,08	3,16	17,60	14,66	2,94	16,70	0,51	0,37	73
452		3,97	0,15	5,76	2,6	433	145	4,26	4,24	3,67	4,41	0,74	16,50	13,07	3,43	20,79	0,16	0,15	91
453		60,31	1,36	9,97	13,6	433	17	63,63	63,49	62,49	64,43	1,94	3,00	1,55	1,45	48,30	0,94	0,80	86
455		27,67	3,70	52,95	7,0	427	191	29,83	29,46	24,16	30,23	6,07	20,00	17,51	2,49	12,45	0,78	0,41	52
456		10,11	1,82	18,00	10,1	425	178	10,88	10,70	8,90	10,96	2,06	18,70	16,43	2,27	12,14	0,26	0,07	29
458		37,43	2,37	38,34	6,2	428	102	39,97	39,73	35,90	40,95	5,05	12,00	9,36	2,64	22,00	1,22	0,98	81
462		19,96	4,19	40,15	10,4	428	201	21,54	21,12	17,11	21,75	4,64	21,00	18,46	2,54	12,10	0,63	0,21	33
464		2,94	0,89	8,87	10,0	436	302	3,21	3,12	2,23	3,32	1,09	32,30	26,76	5,54	17,15	0,20	0,11	55
465		21,70	4,72	95,38	4,9	425	440	24,00	23,53	13,99	24,25	10,26	42,20	39,33	2,87	6,80	0,72	0,25	35
466		3,41	0,22	7,17	3,1	433	210	3,68	3,66	2,94	3,81	0,86	22,60	18,84	3,76	16,64	0,15	0,12	85
469		3,09	0,58	8,57	6,8	433	277	3,36	3,30	2,45	3,46	1,01	29,00	24,78	4,22	14,55	0,16	0,10	63
470		3,27	0,74	9,75	7,6	433	298	3,57	3,49	2,52	3,66	1,14	30,90	26,65	4,25	13,75	0,17	0,09	56
472		25,48	6,32	99,02	6,4	420	389	28,04	27,41	17,51	28,21	10,70	38,00	35,10	2,90	7,63	0,80	0,17	21
474		51,19	5,79	92,24	6,3	434	180	55,11	54,53	45,31	56,76	11,45	20,00	16,25	3,75	18,75	2,23	1,65	74
479		8,25	0,86	12,33	7,0	434	149	8,85	8,77	7,53	9,06	1,52	17,00	13,62	3,38	19,88	0,29	0,20	70
480		2,40	0,32	3,23	9,9	432	135	2,57	2,54	2,22	2,62	0,40	15,30	12,34	2,96	19,35	0,08	0,05	59

Величина коэффициента $К_{превр\ отн}$ у исследованных образцов изменяется от 13.0 до 29.8%, при среднем значении, равном 16.9%. Иными словами, ОВ, входящее в состав отложений даниловской свиты, слабо преобразован и его остаточный нефтегенерационный потенциал в среднем близок к 83%.

ОВ даниловской свиты генерировало небольшое количество нафтидов – от 0.04 до 0.28% при средней величине $С_г$, равной всего - 0.11%.

Основная часть нафтидов, образовавшихся в аргиллитах даниловской свиты эмигрировала из неё – значения $К_э$ варьируют в пределах от 85 до 99%, при среднем значении – 91% (см. Рисунок 5.9, Таблицу 5.7). Об этом же свидетельствуют низкие значения отношения S_1/S_2x10^{-2}, изменяющиеся в пределах от 0.21 до 5.81, при среднем – 2.6.

Из разреза тюменской свиты взяты три главных разновидности нефтематеринских пород: зольные угли и углистые аргиллиты с невысоким содержанием углистого ОВ (см. Рисунок 5.9, Таблицу 5.7). Содержание $С_{орг}$ в отобранных образцах изменяется от 2.4 до 60.3%. Подавляющее большинство образцов характеризуется довольно низкими значениями HI, варьирующими в пределах 17-440 мгУВ/г$С_{орг}$, поэтому они попали, главным образом, в поле, занимаемое ОВ V, реже IV типов и лишь один образец оказался в поле ОВ III типа.

Рассматриваемые отложения слабо преобразованы, значения $К_{превр\ отн}$ изменяются в пределах от 6.8 до 48.3% при среднем значении 17.7%, которое практически совпадает с таковым, полученным для образцов, отобранных из даниловской свиты (см. Рисунок 5.9, Таблицу 5.7).

ОВ, входящее в состав тюменских отложений, генерировало небольшое количество нафтидов - величина $С_г$ изменяется от 0.08 до 2.23% при среднем значении, равном 0.54%, что, тем ни менее, примерно в 5 раз выше, чем та же средняя величина для образцов даниловской свиты.

Величина $К_э$ для рассматриваемых образцов изменяется в широких пределах – от 21 до 94% при средней величине – 63%, что заметно меньше, чем для отложений даниловской свиты. Низкие величины $К_э$ характеризуются обратно пропорциональной зависимостью от значений отношения S_1/S_2x10^{-2}, то есть чем выше величина этого отношения, тем ниже значения $К_э$ (см. Рисунок 5.9, Таблицу 5.7).

Из разреза, вскрывшего отложения даниловской и тюменской свит в пределах *Тальникового* месторождения, отобраны образцы аргиллитов, алевритистых глин, слабо и сильно углистых глин, а также зольных углей (Рисунок 5.10, Таблица 5.8). Образцы, поднятые из отложений даниловской свиты, представлены исключительно аргиллитами с невысоким содержанием $С_{орг}$, варьирующим в пределах от 0.54 до 3.24%. Для рассматриваемых образцов характерным являются невысокие значения HI, варьирующие от 33 до 398 мгУВ/г$С_{орг}$. Самыми низкими значениями HI обладают образцы с наиболее низкой концентрацией в них $С_{орг}$. Они попали на диаграмме в поле ОВ V типа, остальные образцы оказались в поле ОВ IV типа (см. Рисунок 5.10, Таблица 5.8).

Анализ значений $К_{превр\ отн}$ показал, что этот параметр изменяется в очень широких пределах – от 9.6 до 52.8%, несмотря на то, что образцы располагались в интервале глубин около 30 м и, следовательно, имели практически одинаковую катагенетическую историю. Самые высокие значения $К_{превр\ отн}$ имеют те же самые образцы, которые характеризуются низкими концентрациями $С_{орг}$ и HI (см. Рисунок 5.10, Таблицу 5.8).

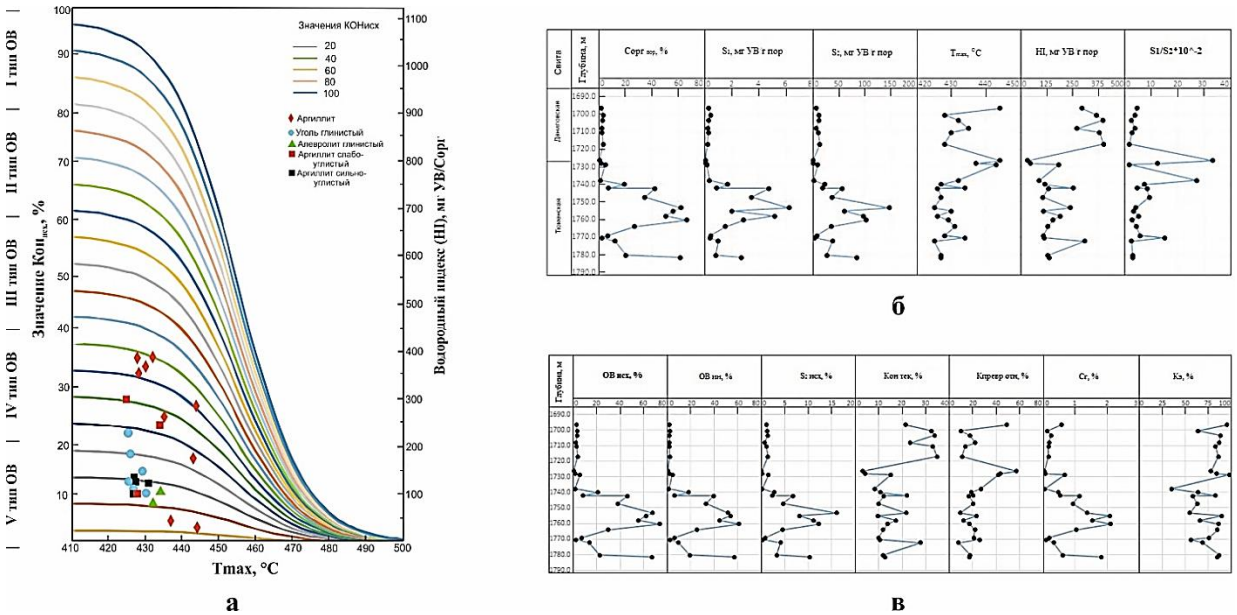
Средняя величина $К_{превр\ отн}$ (исключая значения этого коэффициента у двух вышеупомянутых образцов) составляет 18.5%. То есть в среднем, рассматриваемые отложения израсходовали всего около 19% от своего первоначального нефтегенерационного потенциала.

Значения $C_г$ рассматриваемых отложений изменяются от 0.02 до 0.43%, при средней величине 0.17%, а $K_э$ варьирует от 64 до 96% при среднем значении, равном 82%. Иными словами, большая часть образовавшихся нафтидов эмигрировала из аргиллитов даниловской свиты. Этот вывод подтверждается также низкими значениями отношения $S_1/S_2 x 10^{-2}$, которое изменяется в пределах от 1.7 до 4.6. Исключением являются всё те же два образца с самой низкой концентрацией $C_{орг}$ в их составе, у которых этот параметр имеет значения 12.5 и 33.3 (см. Рисунок 5.10, Таблицу 5.8).

Образцы, отобранные из отложений тюменской свиты, характеризуются ещё более низкими значениями HI, чем даниловские аргиллиты. Величина HI углистых аргиллитов и зольных углей изменяется в пределах 88-308 мгУВ/г$C_{орг}$, из-за чего основная их часть попадает в поле ОВ V типа и лишь несколько образцов – в поле ОВ IV типа (см. Рисунок 5.10, Таблицу 5.8). Низкими значениями HI характеризуются и глинистые алевролиты (88 и 114 мгУВ/г$C_{орг}$).

Значения $K_{превр\ отн}$ варьируют от 9.1 до 24.2%, имея среднее значение, равное 17.8%, которое немного ниже, чем таковое, полученное для даниловских аргиллитов. Таким образом, тюменские углистые аргиллиты и зольные угли на сегодняшний момент сохранили ещё около 82% своих нефтегенерационных свойств.

Величина $C_г$ рассматриваемых отложений изменяется в пределах 0.04-2.09% и в среднем составляет 0.94%. Значения $K_э$ (исключая таковые двух глинистых алевролитов) изменяются в пределах от 58 до 87%, при среднем значении, равном 76%. Этой особенностью нефтематеринские породы тюменской свиты значительно отличаются от образцов, отобранных из даниловской свиты, которые характеризуются заметно более высокими значениями $K_э$ (см. Рисунок 5.10, Таблицу 5.8).



а б в

Рисунок 5.10 – Модифицированная диаграмма Ван-Кревелена (а), исходные пиролитические данные (б) и расчетные нефтегенерационные параметры (в), Тальниковое месторождение, даниловская и тюменская свиты

Таблица 5.8 – Нефтегенерационные параметры, рассчитанные по данным пиролитических исследований Тальникового месторождения

№ обр.	Свита	$C_{орг}$, %	S_1, мг УВ/г НО	S_2, мг УВ/г НО	S_1/S_2*10^{-2}	T_{max}, °С	HI, мг УВ/г $C_{орг}$	ОВ $_{тек}$, %	ОВ $_{д}$, %	ОВ $_{ин}$, %	ОВ $_{исх}$, %	S2 $_{исх}$, %	К $_{он\ исх}$, %	К $_{он\ тек}$, %	К $_{превр.\ абс.}$, %	К $_{превр.\ отн.}$, %	$С_{т}$, %	$С_{э}$, %	$К_{э}$, %
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
215	Даниловская	1,92	0,26	5,65	4,6	444	294	2,09	2,07	1,50	2,38	0,88	36,30	23,74	12,56	34,60	0,31	0,29	92
216		3,21	0,45	11,73	3,8	428	365	3,53	3,48	2,31	3,61	1,30	36,00	32,53	3,47	9,64	0,13	0,08	64
217		2,83	0,29	11,25	2,6	432	398	3,12	3,09	1,96	3,29	1,33	40,00	34,20	5,80	14,50	0,20	0,17	86
218		2,20	0,23	5,97	3,9	435	271	2,39	2,37	1,77	2,51	0,73	29,00	23,82	5,18	17,86	0,14	0,11	83
219		2,48	0,26	9,43	2,8	430	380	2,73	2,70	1,76	2,82	1,06	37,60	33,45	4,15	11,04	0,12	0,09	78
220		3,24	0,22	12,90	1,7	428	398	3,57	3,55	2,26	3,71	1,45	38,90	34,78	4,12	10,59	0,16	0,14	86
222		0,54	0,06	0,18	33,3	444	33	0,57	0,57	0,55	0,59	0,04	6,50	3,07	3,43	52,77	0,02	0,02	71
223		1,55	0,09	0,72	12,5	437	46	1,65	1,64	1,56	1,69	0,13	7,30	4,26	3,04	41,64	0,05	0,05	83
224		4,80	0,16	8,81	1,8	443	184	5,17	5,15	4,27	5,59	1,31	23,00	15,77	7,23	31,43	0,43	0,42	96
227	Тюменская	1,46	0,35	1,29	27,1	432	88	1,56	1,52	1,39	1,56	0,17	10,90	8,26	2,64	24,22	0,04	0,00	10
229		19,16	1,70	22,50	7,6	427	117	20,49	20,32	18,07	20,79	2,72	13,30	10,82	2,48	18,65	0,47	0,30	64
231		7,33	0,88	18,53	4,7	434	253	7,96	7,87	6,02	8,26	2,25	26,90	22,43	4,47	16,62	0,40	0,31	78
232		42,55	4,74	56,14	8,4	426	132	45,57	45,09	39,48	46,22	6,74	14,60	12,15	2,45	16,78	1,13	0,65	58
237		34,73	3,47	37,18	9,3	427	107	37,10	36,76	33,04	37,69	4,65	12,40	9,87	2,53	20,40	0,93	0,58	63
239		61,84	6,22	146,95	4,2	425	238	67,00	66,38	51,69	68,30	16,62	24,00	21,51	2,49	10,38	1,92	1,30	68
241		56,10	2,01	60,29	3,3	430	107	59,94	59,74	53,71	61,26	7,56	12,50	9,84	2,66	21,28	1,53	1,33	87
243		50,68	5,15	96,27	5,3	426	190	54,62	54,11	44,48	55,65	11,17	19,80	17,30	2,50	12,63	1,54	1,03	67
244		66,59	2,86	101,81	2,8	429	153	71,47	71,19	61,00	73,27	12,27	16,70	13,89	2,81	16,83	2,09	1,80	86
246		26,83	1,52	35,21	4,3	431	131	28,73	28,58	25,06	29,60	4,54	14,90	11,90	3,00	20,13	1,02	0,86	85
250		6,71	0,43	7,24	5,9	428	108	7,17	7,13	6,40	7,30	0,90	12,50	9,91	2,59	20,72	0,18	0,13	76
252		12,25	0,98	37,74	2,6	425	308	13,37	13,27	9,50	13,69	4,19	30,40	27,57	2,83	9,31	0,42	0,32	77
255		20,45	0,80	26,70	3,0	427	131	21,90	21,82	19,15	22,42	3,27	14,50	11,91	2,59	17,86	0,60	0,52	87
256		61,28	2,71	84,69	3,2	427	138	65,67	65,40	56,93	67,22	10,29	15,20	12,60	2,60	17,11	1,83	1,55	85

Анализируя значения отношений S_1/S_2x10^{-2}, для различных литологических типов пород можно отметить, что максимальные их величины отмечаются у глинистых алевролитов (15.0-27.1), затем следуют слабо и сильно углистые аргиллиты, у которых эти отношения варьируют в пределах 4.7-5.9 и 2.6-9.3, соответственно, и, наконец, зольные угли – 2.8-5.3. Поскольку, как уже отмечалось выше, рассматриваемое отношение и коэффициент $К_э$ характеризуются обратно пропорциональной зависимостью, то именно для глинистых углей обычными являются максимальные значения $К_э$ (см. Рисунок 5.10, Таблицу 5.8).

В этом нефтегазоносном районе в осадочном разрезе основными нефтематеринскими отложениями считаются тюменская и даниловская свиты. Следует обратить внимание на тот факт, что в тюменской свите главными нефтематеринскими породами являются именно аргиллиты, содержащие большое количество углистого детрита, а также угли в той или иной мере зольные.

Благодаря близкому расположению к суше осадки даниловской свиты в значительной мере «разубожены» терригенными обломками, вследствие чего в них концентрация $С_{орг}$ в среднем равна 2-4% и лишь в единичных случаях составляет 7-10%. Кроме того, несмотря на то, что осадки даниловской свиты накапливались в морском бассейне, по той же причине они в значительной степени разбавлены террагенным органическим материалом. Скорее всего, бескислородные условия не имели значительного распространения в отлагавшихся осадках. Это явилось причиной того, что ОВ, содержавшееся в них, подвергалось процессам окисления, а также разлагалось аэробами. Все эти раннедиагенетические процессы явились причиной того, что нефтегенерационные свойства рассматриваемых отложений оказались довольно низкими. Например, значения их HI в среднем изменяются от 200 до 400 мгУВ/г$С_{орг}$, редко достигая значений 600-700 мгУВ/г$С_{орг}$. В соответствии с предложенной классификацией они на модифицированной диаграмме Ван-Кревелена чаще всего попадают в поле IV-го типа ОВ, то есть имеют величину $К_{он\ исх}$ в среднем порядка 25-45% и лишь в редких случаях достигают 60-70%, что соответствует полям III и II типов ОВ.

Несмотря на сравнительно небольшой интервал глубин, из которого отбирались образцы из даниловской свиты, даже в пределах одной и той же скважины, они характеризуются широкими вариациями $К_{превр\ отн}$, отличаясь друг от друга в 1.5-2 раза. Хотя, казалось бы, что они претерпели одни и те же катагенетические изменения и в течение одного и того же геологического времени. Этот феномен может быть объяснён следующими причинами. Во-первых, неоднородным мацеральным составом $ОВ_{исх}$, входящего в состав даниловских отложений, различные компоненты которого могут отличаться друг от друга кинетикой процессов их катагенетического (термического) созревания, включая воздействие гидротермальных флюидов (ГФ). Во-вторых, вариациями локальной палеогеографической и, соответственно, раннедиагенетической, в том числе окислительно-восстановительной обстановки. В-третьих, накоплением погрешностей в процессе многочисленных вычислений, начиная с пересчётных коэффициентов, используемых при переводе величины $С_{орг}$ в $ОВ_{тек}$, и заканчивая определениями $ОВ_д$, $ОВ_{ин}$, $ОВ_{исх}$ и т.п. Имеются в виду в первую очередь, погрешности в определении используемых в расчётах исходных параметров: $С_{орг}$, S_1, S_2 и T_{max}.

Из-за невысоких нефтегенерационных свойств аргиллитов даниловской свиты ими генерировались небольшие количества нафтидов – $С_г$ в среднем составляет 0.2-0.9% от веса образца, причём основная их часть эмигрировала в ближайшие к ним породы-коллекторы. Действительно, величина $К_э$ для рассматриваемых отложений в среднем составляет 70-90%.

Причём наблюдается достаточно отчётливая зависимость – чем меньше содержание $C_{орг}$ в составе того или иного образца, тем ниже и величина $K_э$.

Отложения тюменской свиты содержат гораздо больше $C_{орг}$, чем даниловской свиты благодаря входящим в их состав зольных углей и углистых аргиллитов. Концентрация $C_{орг}$ в рассматриваемых осадках варьирует в очень больших пределах – от 1-2 до 80-88%. Значение их HI в среднем равняется 200-450 мгУВ/г$C_{орг}$, в редких случаях достигая значений 600-700 мгУВ/г$C_{орг}$. Иными словами, водородный индекс почти не отличается от значений того же параметра в образцах, взятых из осадков даниловской свиты. Поэтому фигуративные точки образцов, отобранных из тюменской свиты, нанесённые на модифицированную диаграмму Ван-Кревелена, попали преимущественно в поле, принадлежащее IV типу ОВ по предложенной нами классификации.

Значения $K_{он\ исх}$, характеризующие величину начального нефтегазогенерационного потенциала образцов, в среднем изменяются от 20 до 40%, в единичных случаях достигая величины 60%. То есть и по этому параметру тюменские образцы близки к даниловским, лишь немного уступая им в величине $K_{он\ исх}$.

Величина $K_{превр\ отн}$ у тюменских образцов изменяется в среднем от 10-15 до 20-30%, редко достигая 40 и тем более - 60%, то есть, как и в случае даниловских осадков, отличается в 1.5-2 раза. Возможные причины таких различий рассмотрены выше.

Нефтематеринские породы, присутствующие в составе тюменских отложений, представленные углистыми аргиллитами и зольными углями, как уже отмечалось выше, гораздо богаче даниловских пород, поэтому и количество образовавшихся в них нафтидов заметно больше. Величина $C_г$ в этих углистых отложениях варьирует в широких пределах - от 0.1-0.5 до 6-8%, что зависит от весового содержания ОВ в образцах и его мацерального состава.

Значения $K_э$ изменяются в среднем в пределах 60-90% и близки к таковым, полученным для образцов, отобранных из даниловской свиты. И для тюменских образцов также наблюдается достаточно отчётливая зависимость – чем меньше содержание $C_{орг}$ в составе того или иного образца, тем ниже и величина $K_э$.

Ранее уже обращалось внимание на тот факт, что образцы углей, поднятые из верхней части тюменской свиты Андреевского месторождения, имеют высокий нефтематеринский потенциал, что скорее всего, связано с особенностями их мацерального состава. На самом деле, изучение их мацерального состава этих углей позволило установить, что они состоят из витринитизированных морских водорослей, а многочисленные лейптинитовые слагающие, представляют собой кутикулы, пыльцу, споры и смоляные тельца (Рисунок 5.11а).

Поскольку эти угли содержат в своем составе растительный детрит континентального происхождения и остатки морской (сапропелевой) органики, то можно предположить, что этот тип углей накапливался в паралических, то есть в прибрежно-морских условиях. Благодаря большой концентрации в них мацералов, лейптинитовой и витринитовой групп они обладают повышенным нефтематеринским потенциалом (см. Рисунок 5.4, Таблицу 5.2).

В отличие от только что рассмотренных углей, таковые накапливавшиеся раньше, сформировались, главным образом из континентального растительного детрита. Мацералов, принадлежащих к лейптинитовой группе в них немного, а главный объем ОВ – это гелефицированное витринитизированное органическое вещество с высоким содержанием фюзенитовых мацералов (Рисунок 5.11б, в).

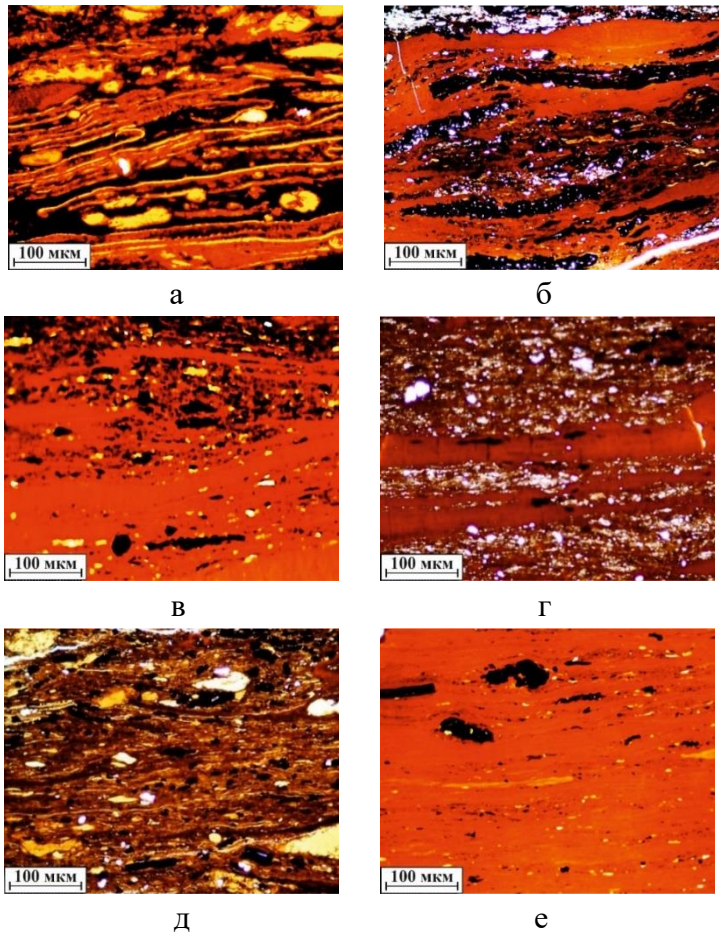


Рисунок 5.11 – Фотографии прозрачных петрографических шлифов различных типов углей, отобранных из отложений тюменской свиты Андреевского (а-в), Красноленинского (г) и Тальникового (д, е) месторождений

Угли тюменской свиты обладают разноообразным мацеральным составом ОВ, преобразованным в различной степени в раннем диагенезе. Например, в углистом аргиллите из осадков тюменской свиты Красноленинского месторождения, отмечаются тонкие многочисленные прослойки частично окисленного (фюзинитизированного) гелефицированного витринита (Рисунок 5.11г).

В отложениях тюменской свиты Тальникового месторождения отмечаются углистые аргиллиты и угли, которые также в начительной степени отличаются друг от друга как степенью диа- и катагенетического преобразования, так и мацеральным составом. Например, отобранные из кровельной части интервала, главным образом, фюзинитового состава углистые аргиллиты, которые содержат также гелефицированные компоненты витринитового состава и большое количество лейптинитовых частиц (смоляные тельца, пыльца, споры и т.п.), значительно отличаются по своему мацеральному составу от зольных углей, расположенных под ними, которые сложены главным образом тонкослоистой в значительной мере гелефицированной витринитовой массой и незначительным количеством очень мелких компонентов лейптинитового состава, а также фюзинитизированного органического детрита (Рисунок 5.11д, е, соответственно).

На основе полученных результатов изучения прозрачных петрографических шлифов углистых аргиллитов и углей, можно сделать вывод, что их нефтематеринские свойства и их

различия, обусловлены, главным образом, из каких мацералов они состоят и степенью их окисленности в диагенезе.

Кроме обычных нефтематеринских отложений, с высоким содержанием ОВ, изучены аргиллиты с малым содержанием в них $C_{орг}$. Установлено, что для этого типа отложений характерны очень низкие величины $К_э$, а в некоторых случаях этот показатель обладает отрицательными величинами. Этот факт однозначно свидетельствует о присутствии в таких образцах нафтидов аллохтонного происхождения. Иными словами, такие образцы представляют собой коллектора. На аллохтонное происхождение обнаруженных нафтидов указывают и высокие, а также очень высокие величины отношений $S_1/S_2 \cdot 10^{-2}$, достигающие первых сотен.

Проведем оценку удельного количества нафтидов, которые образовались из ОВ, присутствующим в викуловской, даниловской и тюменской свитах, например, из 1м^3 породы. Выполним оценочные расчёты, принимая следующие условия.

Викуловская свита (Красноленинское месторождение)

Исходные параметры:

1. Средний удельный вес пород свиты – 2250 кг/м^3.
2. Среднее количество образовавшихся нафтидов - 0,2 % (вес.).
3. Средний коэффициент эмиграции – 72 %.

В соответствии с принятыми условиями расчёт проводим на 1 м^3 породы. Тогда вес 1 м^3 викуловских отложений составит 2250 кг. Из этого количества породы в среднем образуется: (2250х0.2)/100 = 4.5 кг нафтидов. Из них эмигрирует: 4.5х0.72 = 3.24 кг, а останется в материнских отложениях, соответственно, 1.26 кг нафтидов.

Даниловская свита

Исходные параметры:

1. Средний удельный вес пород свиты – 2300 кг/м^3.
2. Среднее количество образовавшихся нафтидов - 0,5 % (вес.).
3. Средний коэффициент эмиграции – 80 %.

В соответствии с принятыми условиями расчёт проводим на 1 м^3 породы. Тогда вес 1 м^3 даниловских отложений составит 2300 кг. Из этого количества породы в среднем образуется: (2300х0.5)/100 = 11.5 кг нафтидов. Из них эмигрирует: 11.5х0.8 = 9.2 кг, а останется в материнских отложениях, соответственно, 2.3 кг нафтидов.

Тюменская свита

Расчеты проводятся для отложений, богатых ОВ, т.е. для углистых аргиллитов и зольных углей.

Исходные параметры:

1. Средний удельный вес углистых аргиллитов и глинистых углей принимаем равным – 1600 кг/м^3.
2. Среднее количество образовавшихся нафтидов – 3,5 % (вес.).
3. Средний коэффициент эмиграции – 80 %.

Оценку количества образовавшихся нафтидов, как и в первом случае, проводим из расчёта на 1 м^3 породы. С этой целью рассмотрим генерационые свойства, объединив зольные угли и углистые аргиллиты вместе. Будем считать, что в среднем в 1 погонном метре отложений тюменской свиты, находится 1 тонкий пласт углистого аргиллита и/или зольного угля, имеющий мощность 0.2 м. Из принятых условий их вес в 1 м^3 тюменских осадков будет равен: 0.2 м^{3}х1500 кг/м^3 = 300 кг. Из этого количества углистой породы образуется: (300х3.5)/100 = 10,5 кг нафтидов.

Из них эмигрирует: 10.5х0.8 = 8.4 кг, а останется в материнских отложениях, соответственно, 2,1 кг.

Поэтому, хотя нефтематеринские свойства даниловских аргиллитов значительно меньше, чем углистых аргиллитов и зольных углей, присутствующих в тюменских осадках, углистые породы, из-за их небольшой суммарной толщины в пересчете на погонный метр осадков тюменской свиты, образуют меньшее количество нафтидов, по сравнению с аргиллитами даниловской свиты. Учитывая этот факт можно допустить, что главными производителями УВ в рассматриваемом районе являются тюменская и даниловская свиты.

Самой низкой удельной генерацией нафтидов обладает $ОВ_{исх}$, входящее в состав викуловской свиты, величина которой в 2.6 раз меньше, чем у ОВ даниловской свиты и в 2.3 раза меньше, чем тот же параметр, рассчитанный для тюменских отложений.

Используя полученные оценочные значения удельной нефтегенерации отложениями даниловской и тюменской свит, несложно определить количество нафтидов, эмигрировавших в пределах той или иной территории из нефтематеринских отложений и, соответственно, оценить потенциальные ресурсы УВ в породах-коллекторах, присутствующих в разрезе анализируемой площади.

Выполненные расчёты проводились при условии, что источником нафтидов являлось только ОВ, присутствующее в составе осадков даниловской и тюменской свит. Однако существует большой объем данных, свидетельствующих о том, что в процессах нефтегенерации активное участие принимают тектоно-гидротермальные процессы (см. предыдущие разделы). Гидротермы, рождённые мощным тепловым потоком, отделяющимся от магматических тел, которые вздымаются из астеносферы, несут в себе не только высокоэнтальпийные флюиды (ВФ) с растворёнными в нём солями, но также метан, его ближайшие гомологи и водород, которые принимают непосредственное участие в процессе нефтегенерации.

Действительно, при воздействии на рассматриваемые отложения ВФ происходит ускорение генерации нафтидов, причём образуются многочисленные свободные радикалы, а также ненасыщенные УВ (см. подраздел 3.2), которые активно взаимодействуют и с метаном, и с водородом в результате чего образуется дополнительное количество УВ, причём с меньшим молекулярным весом, чем если бы генерация УВ происходила без участия ювенильного метана, его гомологов и водорода.

Исходя из вышесказанного можно допустить, что полученные расчётные количества нафтидов, образовавшихся из $ОВ_{исх}$, входящего в состав даниловской и тюменской свит, несколько занижены.

Выполненные оценки нефтегазоматеринских свойств разновозрастных отложений Приуральской НГО и Краснoленинского месторождения позволяют сделать следующие выводы.

1. Предлагаемая методика дает возможность на основе комплексирования результатов пиролитических исследований и расчётов с использованием способа материального баланса вычислять основные нефтегенерационные параметры образцов.

2. Среди изученных разрезов отложения, вскрытые в пределах Краснoленинского месторождения, выделяются максимальной степенью катагенетического преобразования и повышенным содержанием нефтеподобных УВ, включая осадки викуловской свиты, что позволяет допустить активное участие ГФ в процессах нефтегазогенерации; об этом же свидетельствуют высокие значения отношения S_1/S_2.

3. Полученные данные дают возможность оценить удельные объёмы УВ, генерированные отложениями викуловской, даниловской и тюменской свит в границах той или

иной площади Приуральской НГО и, соответственно, оценить перспективы её нефтегазоносности.

4. Если допустить участие в процессе нефтегенерации ювенильных ВФ, содержащих в своём составе метан и его ближайшие гомологи, а также водород, то объём образовавшихся нафтидов на самом деле окажется выше, чем вычисленный с помощью предлагаемой методики.

5.4. Нефтегазогенерационные свойства верхнеюрских (бажено-абалакский комплекс) отложений и их связь с тектоно-гидротермальными процессами

Наиболее детально нефтегазогенерационные свойства изучены на примере верхнеюрских отложений бажено-абалакского комплекса (БАК). Причем основная часть исследованных образцов была отобрана из баженовской свиты (БС) и её лито-стратиграфических аналогов. Схема расположения месторождений, в пределах которых были отобраны образцы приведена на Рисунке 5.12.

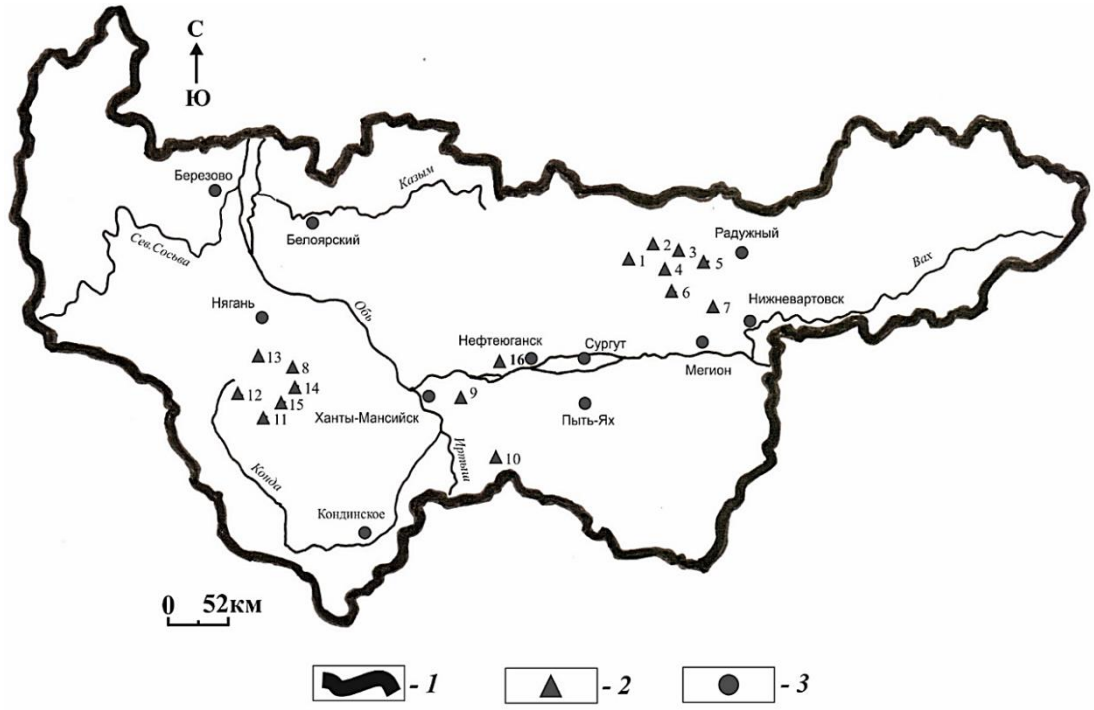


Рисунок 5.12 – Схема расположений месторождений и площадей, в пределах которых производился отбор образцов на пиролитические исследования. *1* – границы Ханты-Мансийского автономного округа; *2* – расположение месторождений и площадей; *3* – населённые пункты. Месторождения: 1 – Тевлинско-Русскинское; 2 – Южно-Ягунское; 3 – Ново-Ортъягунское; 4 - Дружное; 5 – Повховское; 6 – Нон-Еганское; 7 – Северо-Егурьяхское; 9 – Приобское; 10 – Верхне-Салымское; 11 – Западно-Семивидовское; 12 – Тальниковое; 15 – Красноленинское; 16 – Маслиховское. Площади: 8 – Пальяновская, 13 – Ем-Еговская; 14 – Каменная

Все исследованные образцы условно названы аргиллитами, хотя на самом деле они имеют полиминеральный состав, в котором обычно преобладает аутигенный биогенный кремнезём (см. подраздел 3.2). Всего проанализировано порядка 340 образцов, отобранных в пределах 13 месторождений и 3 площадей (см. Рисунок 5.12).

Из-за большого количества образцов результаты их пиролитических исследований и выполненных на их основе расчётов невозможно привести в настоящей работе полностью. Поэтому в таблице даются лишь интервалы изменения рассматриваемых параметров и их среднеарифметические значения (Таблица 5.9). По той же причине приводятся рисунки с модифицированными диаграммами Ван-Кревелена и геохимическими разрезами с подробным их описанием не для всех исследованных скважин, а лишь для некоторых из них (Рисунки 5.13-5.18, 5.20).

Начнём рассмотрение полученных результатов с образцов, у которых, по данным пиролитических исследований значения T_{max} имеют минимальные значения, то есть с образцов, характеризующихся минимальной степенью катагенеза или термического превращения. К таковым относятся образцы, отобранные из отложений БС в пределах *Северо-Егурьяхского* и нижнеданиловской подсвиты (её лито-стратиграфического аналога) – на *Западно-Семивидовском* месторождениях (Рисунки 5.13, 5.14, Таблица 5.9).

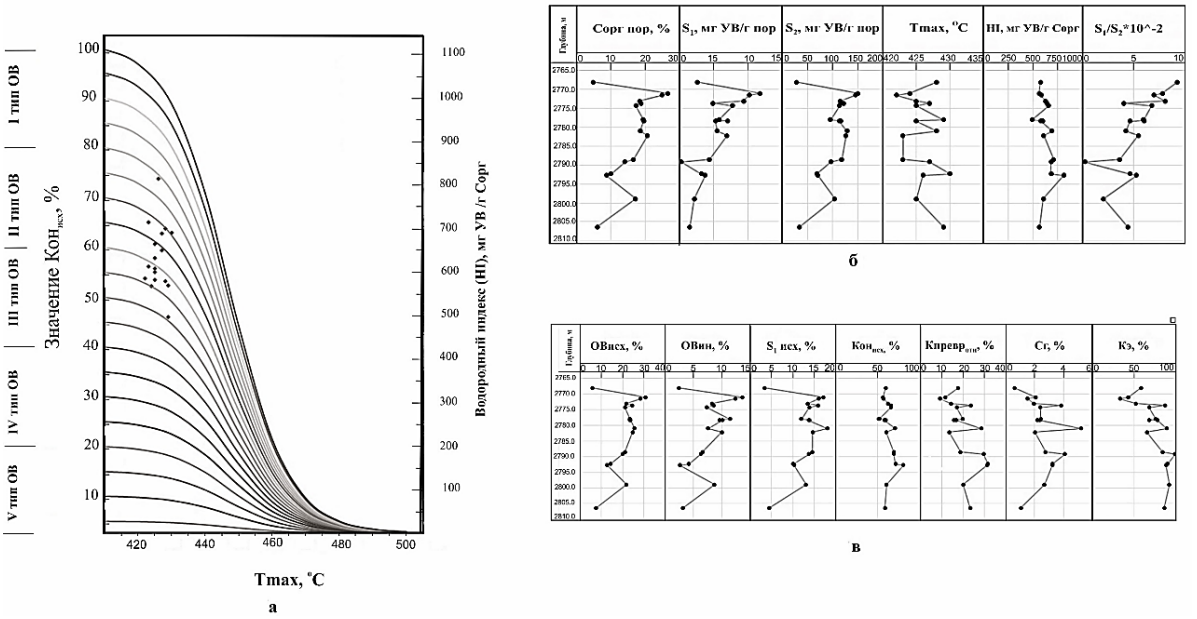


Рисунок 5.13 – Модифицированная диаграмма Ван-Кревелена (а), исходные пиролитические данные (б) и расчетные генерационные параметры (в), Северо-Егурьяхское месторождение, баженовская свита

Образцы БС, отобранные в пределах *Северо-Егурьяхского* месторождения, характеризуются широкими вариациями значений $К_{он\ исх}$, изменяющимися в пределах от 51.1 до 80.0%, при среднем значении, равном 62.7%, то есть попадают в поля, соответствующие III и II типам ОВ (Рисунок 5.13, Таблица 5.9). Величина $К_{превр\ отн}$ в среднем составляет всего 20.1%. Иными словами, в среднем почти 80% исходного генерационного потенциала $ОВ_{исх}$ рассматриваемых образцов, осталось не реализованным. Значение $С_Г$ в среднем составляет 2.56%, что говорит о незначительном объёме образовавшихся нафтидов, но, тем не менее, всё же их основная часть эмигрировала из битуминозных отложений (величина $К_Э$ в среднем составляет 74%). Значения отношения $S_1/S_2 \cdot 10^{-2}$, составляют в среднем 5.28, что объясняется, главным образом, сравнительно небольшим количеством нафтидов, образовавшихся в рассматриваемых отложениях и их энергичной эмиграцией (Рисунок 5.13, Таблица 5.9).

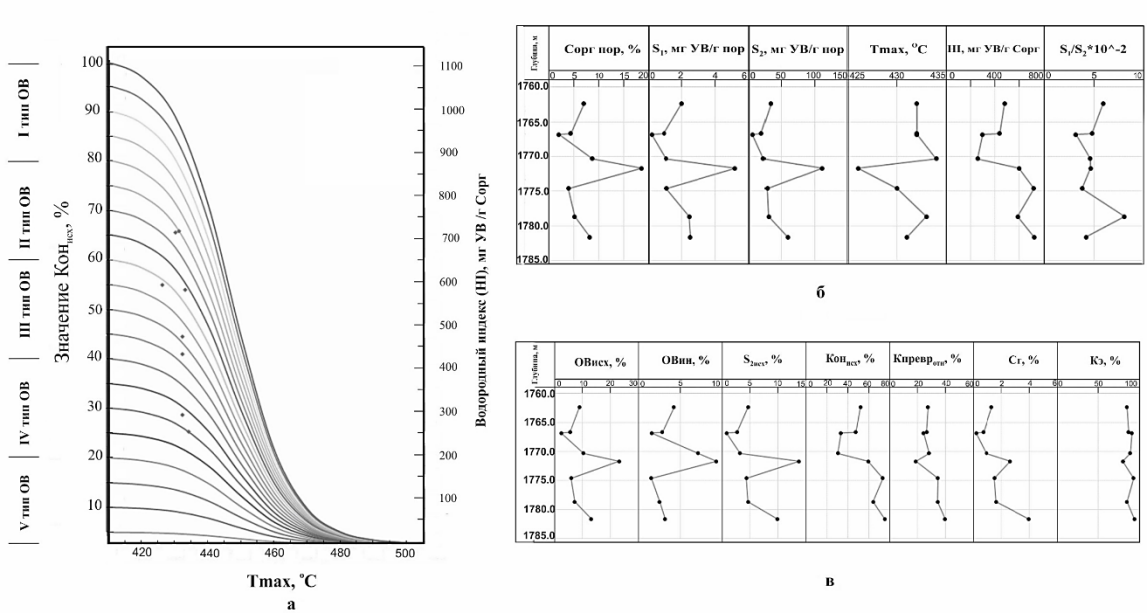


Рисунок 5.14 – Модифицированная диаграмма Ван-Кревелена (а), исходные пиролитические данные (б) и расчетные генерационные параметры (в), Западно-Семивидовское месторождение, нижнеданиловская подсвита

Образцы из скважины, пробуренной в пределах *Западно-Семивидовского* месторождения отобраны из отложений нижнеданиловской подсвиты, распространённой в Приуральской нефтегазовой области, являющейся, как было отмечено выше, литолого-стратиграфическим аналогом БС. Они отобраны в периферийной части верхнеюрско-нижненеокомского морского бассейна (Рисунок 5.13, Таблица 5.9). Тем не менее, эти отложения характеризуются довольно высокими значениями $К_{он\ исх}$, варьирующими в пределах 30.5-75.3%, при среднем значении 54.59%, то есть ОВ, входящее в состав нижнеданиловских отложений чаще всего относится к III типу, хотя часть образцов содержит ОВ IV и даже II типов. Степень катагенетического превращения ОВ, содержащегося в рассматриваемых образцах, невелика ($К_{превр\ отн}$ изменяется в пределах от 18.79 до 39.72% при среднем значении равном 29.26%). Иными словами, ОВ, входящее в состав рассматриваемых образцов, в среднем израсходовало всего около 30% от своего исходного генерационного потенциала. Величина $С_г$ этого ОВ изменяется от 0.2 до 3.95% при среднем значении равном 1.61% (Рисунок 5.14, Таблица 5.9). Основная часть образовавшихся нафтидов эмигрировала из этих образцов ($К_э$ изменяется от 80 до 94% при средней величине равной 88%), что подтверждается невысокими значениями отношения $S_1/S_2 \cdot 10^{-2}$, которое варьирует в пределах 3.18-8.06 при средней величине равной 4.91.

Для оценки степени изменчивости генерационных свойств битуминозных отложений на кратчайших расстояниях, из одного и того же куска керна, отобранного из баженовской свиты *Новоортъягунского* месторождения, длиной всего 4-5 см, на пиролитические исследования бралось от двух до пяти образцов. Проведённые на них пиролитические исследования позволили установить, что на ближайшем расстоянии (всего через 1-3 см) друг от друга генерационные свойства этих образцов резко изменяются в широких пределах. Это касается как всех определённых пиролитическим методом параметров, так и рассчитанных на их основе нефтегазогенерационных свойств исследованных образцов (Рисунок 5.15, Таблица 5.9).

Таблица 5.9 – Вариации и средние значения исходных пиролитических данных образцов, отобранных из баженовской свиты и её аналогов, а также рассчитанных на их основе генерационных параметров

Значения	Исходные данные					Рассчитанные генерационные параметры												Количество образцов, шт.
	$C_{орг}$, %	S_1, мг УВ/г пор	S_2, мг УВ/г пор	T_{max}, °С	HI, мг УВ/г $C_{орг}$	$ОВ_{тек}$, %	$ОВ_{д}$, %	$ОВ_{ин}$, %	$ОВ_{исх}$, %	$S_{2исх}$, %	$К_{он\ исх}$, %	$К_{он\ тек}$, %	$К_{превр.\ абс}$, %	$К_{превр.\ отн}$, %	$С_{г}$, %	$С_{э}$, %	$К_{э}$, %	$S_1/S_2 \cdot 10^{-2}$	
Тевлинско-Русскинское месторождение																			
(min-max)	2.89-25.50	0.05-2.55	22.56-171.04	435-440	571-780	3.31-28.89	3.18-28.77	0.92-11.67	5.99-41.96	5.07-32.97	65.40-84.40	34.86-40.76	27.91-46.74	42.68-55.38	2.81-15.93	2.68-15.89	93-100	0.07-5.96	5
среднее	14.34	1.12	97.68	438	680	16.26	16.15	6.38	24.93	18.55	74.40	38.28	36.12	48.21	8.78	8.67	97	2.50	
Южно-Ягунское месторждение																			
(min-max)	0.80-18.26	0.22-2.78	3.74-88.06	434-440	397-526	0.89-20.29	0.87-20.12	0.49-11.31	1.09-26.76	0.60-15.44	48.50-65.30	28.75-34.28	15.04-35.59	30.88-54.50	0.23-8.04	0.20-7.92	84-99	1.7-8.68	14
среднее	9.07	1.50	43.71	438	473	10.08	9.93	5.56	14.11	8.55	58.32	31.19	27.14	45.99	4.18	4.03	94	4.34	
Новоортъягунское месторождение																			
(min-max)	5.89-12.16	1.19-2.82	25.24-58.20	434-439	329-680	6.51-13.50	6.35-13.33	3.30-8.06	8.61-18.49	4.78-11.23	41.60-76.00	25.28-37.21	16.32-38.79	36.62-51.04	1.99-5.79	1.87-5.57	88-97	2.40-8.71	34
среднее	9.35	1.99	45.00	437	481	10.39	10.19	5.69	13.84	8.16	57.86	32.41	25.45	43.74	3.66	3.46	94	4.60	
Дружное месторождение																			
(min-max)	2.86-13.20	1.23-3.66	7.57-62.80	436-444	264-508	3.11-14.60	2.88-14.43	2.13-8.60	3.61-23.47	1.49-14.78	37.40-67.80	20.17-29.51	11.84-40.70	31.66-62.95	0.73-9.04	0.50-8.87	69-98	2.98-29.59	34
среднее	7.76	2.26	31.02	441	385	8.55	8.32	5.22	12.00	6.78	53.34	25.33	28.01	51.88	3.68	3.45	90	9.75	
Повховское месторождение																			
(min-max)	0.80-10.50	0.46-2.38	2.04-44.50	439-446	255-462	0.87-11.57	0.82-11.33	0.62-7.13	0.94-16.07	0.32-9.53	33.6-62.10	18.88-25.88	11.94-43.22	35.54-69.60	0.12-6.02	0.07-5.82	62-97	3.84-22.55	14
среднее	6.94	1.73	25.89	442	356	7.63	7.45	4.87	10.72	5.86	51.38	23.52	27.86	53.49	3.27	3.10	92	8.84	

Продолжение таблицы 5.9

Нонг-Еганское месторождение																		
(min-max)	1.86-17.42	0.13-3.12	8.57-129.10	428-439	461-741	2.06-19.87	1.98-19.56	1.12-7.60	2.77-26.30	1.65-19.66	56.60-74.50	30.96-49.08	15.70-35.43	27.74-53.20	0.79-7.30	0.71-7.29	87-100	0.17-10.06	7
среднее	9.59	1.44	59.36	434	579	10.80	10.66	4.72	14.72	10.00	64.69	38.69	26.00	40.21	4.07	3.92	94	4.06	
Северо-Егурьяхское месторождение																		
(min-max)	4.78-26.62	0.25-11.77	27.63-150.71	422-430	495-813	5.36-29.83	5.11-28.65	2.34-13.58	5.71-30.70	3.37-18.09	51.10-80.00	40.97-55.80	5.13-24.99	9.11-31.63	0.61-5.21	0.35-4.66	33-99	0.26-9.27	17
среднее	16.50	5.42	102.81	426	631	18.60	18.06	7.78	20.62	12.84	62.68	49.73	12.95	20.11	2.56	2.02	74	5.28	
Пальяновская площадь, скв. 1																		
(min-max)	2.04-12.20	0.59-4.64	4.24-39.35	439-448	208-343	2.21-13.23	2.15-12.87	1.72-9.88	2.96-17.60	1.24-9.11	32.20-57.90	14.32-24.91	11.84-39.26	36.77-67.81	0.81-6.09	0.75-5.96	79-98	3.60-18.93	9
среднее	8.38	1.78	25.68	444	297	9.14	8.96	6.40	12.42	6.02	46.06	20.08	25.98	55.31	3.46	3.28	93	7.90	
Пальяновская площадь, скв. 2																		
(min-max)	0.77-10.24	0.70-9.17	1.80-20.38	440-447	123-308	0.83-11.05	0.76-10.67	0.58-8.63	0.90-13.44	0.32-4.80	18.60-46.70	11.12-22.80	7.48-24.96	37.18-59.15	0.14-2.77	0.03-2.39	5.0-87	15.27-83.35	10
среднее	5.57	3.68	10.08	443	203	5.99	5.62	4.62	6.74	2.13	32.39	16.50	15.69	47.54	1.12	0.75	53	40.27	
Пальяновская площадь, скв. 3																		
(min-max)	0.80-16.84	0.29-5.12	1.80-21.29	440-450	89-258	0.87-18.00	0.84-17.53	0.63-15.69	1-19.39	0.36-4.79	14.50-36.90	8.03-20.77	6.47-20.49	41.16-60.28	0.15-2.66	0.09-2.21	25-83	14.09-123.57	9
среднее	9.17	3.62	12.00	445	148	9.83	9.46	8.26	10.94	2.67	26.12	12.23	13.89	52.91	1.47	1.11	67	44.35	
Приобское месторождение, скв. 1																		
(min-max)	1.92-16.99	0.67-5.57	8.35-76.52	440-447	422-557	2.12-18.81	2.06-18.26	1.22-10.60	3.29-35.18	2.06-24.57	61.90-75.20	15.71-30.53	36.50-59.49	57.77-79.11	1.23-16.92	1.16-16.39	91-97	7.28-12.55	5
среднее	6.43	2.65	29.72	443	464	7.13	6.86	3.89	13.51	9.62	68.60	23.75	44.85	65.02	6.64	6.38	95	9.24	
Приобское месторождение, скв. 2																		
(min-max)	1.44-16.80	0.39-4.34	4.50-64.45	438-447	313-423	1.57-18.48	1.53-18.04	1.08-11.60	2.29-26.46	1.21-14.86	50.30-58.80	18.52-30.06	22.24-39.71	42.52-67.53	0.76-8.41	0.71-7.98	73-96	6.73-25.94	10
среднее	6.96	2.50	26.15	443	364	7.64	7.40	4.78	10.94	6.16	54.69	23.45	31.24	56.86	3.54	3.29	91	11.69	

Продолжение таблицы 5.9

Приобское месторождение, скв. 3																		
(min-max)	1.01-13.31	0.48-5.07	2.32-48.36	436-449	229-476	1.10-14.61	1.04-14.46	0.81-9.62	1.13-18.55	0.32-10.24	28.30-74.00	15.14-31.03	7.87-57.15	27.30-77.23	0.09-7.48	0.04-7.26	25-97	3.10-44.32	21
среднее	5.86	2.93	21.64	442	362	6.44	6.14	3.98	9.02	5.05	52.96	24.23	28.73	52.04	2.88	2.59	80	17.20	
Верхне-Салымское месторождение (исходный вариант)																		
(min-max)	5.77-12.03	3.90-7.60	7.90-16.40	449-457	121-191	6.18-12.89	5.79-12.38	5.00-10.74	9.24-25.31	4.23-14.57	36.40-55.30	6.48-13.45	27.34-48.82	68.57-88.28	3.44-12.93	2.71-12.42	78-96	31.10-58.90	8
среднее	8.69	5.47	12.56	453	146	9.32	8.77	7.51	14.37	6.85	44.68	9.11	35.57	79.15	5.60	5.05	88	44.32	
Верхне-Салымское месторождение (откорректированный вариант)																		
(min-max)	5.77-12.03	3.90-7.60	7.90-16.40	449-457	121-191	6.18-12.89	5.79-12.38	5.00-10.74	12.74-58.78	8.74-48.04	50.20-80.30	2.79-9.77	43.24-77.51	83.07-96.53	7.71-26.60	6.95-25.89	95-99	31.10-58.90	8
среднее	8.69	5.47	12.56	453	146	9.32	8.77	7.51	23.81	16.30	62.60	6.05	56.55	89.88	15.04	14.49	95	44.32	
Западно-Семивидовское месторождение																		
(min-max)	2.01-18.65	0.19-5.21	5.98-111.26	426-434	259-721	2.19-20.96	2.17-20.44	1.55-9.32	2.38-23.06	0.80-13.75	30.50-75.30	21.89-48.24	8.12-29.91	18.79-39.72	0.20-3.95	0.18-3.70	80-94	3.18-8.06	8
среднее	7.27	1.92	38.83	431	512	8.12	7.93	4.05	9.54	5.49	54.49	37.96	16.53	29.26	1.61	1.42	88	4.91	
Тальниковое месторождение																		
(min-max)	1.92-3.24	0.22-0.45	5.65-12.90	428-444	271-398	2.09-3.57	2.07-3.55	1.50-2.31	2.64-3.85	0.87-1.60	32.50-46.20	19.80-33.47	6.85-26.38	17.98-57.10	0.25-0.78	0.22-0.76	84-97	1.71-4.60	6
среднее	2.65	0.29	9.49	433	351	2.90	2.88	1.93	3.26	1.33	40.30	28.54	11.76	28.51	0.38	0.35	92	3.00	
Ем-Еговская площадь, скв. 1																		
(min-max)	2.05-12.60	0.09-4.19	0.86-56.45	425-443	42-498	2.18-13.94	2.17-13.78	2.00-8.19	2.28-20.07	0.19-12.82	8.00-62.90	3.78-32.75	4.21-37.32	12.27-59.33	0.11-7.69	0.10-7.46	47-97	2.75-18.93	23
среднее	7.40	1.83	30.65	439	378	8.16	7.98	4.91	10.99	6.08	49.18	25.99	23.19	45.83	3.01	2.83	90	6.94	
Ем-Еговская площадь, скв. 2																		
(min-max)	0.88-52.78	0.12-2.77	0.36-147.56	436-454	40-530	0.94-57.41	0.92-57.13	0.85-42.61	0.98-67.17	0.09-26.64	8.30-69.60	3.61-35.03	4.69-54.39	40.08-78.15	0.05-11.88	0.03-11.63	69-99	1.73-41.20	23
среднее	12.78	1.07	34.84	444	242	13.89	13.79	10.30	17.79	7.49	38.88	16.77	22.11	56.03	4.00	3.90	94	6.75	

Продолжение таблицы 5.9

Каменная площадь																		
(min-max)	2.08-16.90	0.34-4.84	1.58-45.56	434-448	75-453	2.23-18.37	2.16-17.89	1.46-13.60	2.42-24.51	0.39-11.17	15.60-64.70	6.51-32.58	6.86-46.92	26.04-74.01	0.23-7.93	0.19-7.68	59-97	9.14-21.26	25
среднее	7.61	3.07	20.97	442	283	8.28	7.97	5.87	10.59	4.72	42.87	20.31	22.56	50.31	2.62	2.31	83	15.35	
Маслиховское месторождение, скв. 1																			
(min-max)	0.16-13.39	0.21-6.62	0.49-42.02	441-448	163-345	0.18-14.62	0.16-13.96	0.11-9.76	0.19-20.53	0.09-10.78	29.20-52.70	14.37-25.54	14.83-36.42	41.42-69.11	0.04-6.57	0.02-5.91	32-95	11.91-75.00	8
среднее	6.94	3.53	19.38	445	268	7.55	7.20	5.26	10.11	4.85	44.06	19.41	24.66	55.18	2.91	2.56	74	29.36	
Маслиховское месторождение, скв. 2																			
(min-max)	0.05-17.25	0.09-17.25	0.32-79.83	440-445	105-600	0.06-18.92	0.05-18.14	0.02-12.03	0.12-29.66	0.10-23.53	18.20-83.80	9.60-30.58	8.60-56.28	37.28-68.87	0.07-16.27	0.01-14.54	2.0-90	11.39-84.85	16
среднее	7.38	5.42	27.28	443	340	8.11	7.56	4.84	11.21	6.38	50.18	22.99	27.19	51.86	3.65	3.11	70	29.36	
Маслиховское месторождение, скв. 3																			
(min-max)	2.48-17.87	1.98-11.02	3.46-66.76	438-445	131-459	2.65-19.64	2.42-18.62	1.79-11.97	2.73-22.80	0.65-14.59	23.30-63.70	12.23-31.48	8.47-40.56	36.49-63.76	0.31-9.38	0.01-8.60	1.0-92	10.88-119.05	10
среднее	9.19	6.03	32.38	442	304	10.07	9.47	6.23	12.79	6.56	44.47	22.32	21.06	46.78	3.32	2.72	61	38.92	

Так их исходный генерационный потенциал ($К_{он\ исх}$) варьирует от 41.6 до 76.0%, составляя в среднем 57.9% (Рисунок 5.15, Таблица 5.9). Иными словами, ОВ, входящее в их состав преимущественно относится к III, реже II типам. Оно израсходовало в среднем около 44% от своего исходного генерационного потенциала и генерировало в среднем порядка 3.7% нафтидов, из которых основная часть эмигрировала (в среднем $К_э$ равен 94%). Невысокие значения отношения $S_1/S_2 \cdot 10^{-2}$, в среднем равные 4.6, подтверждают этот факт.

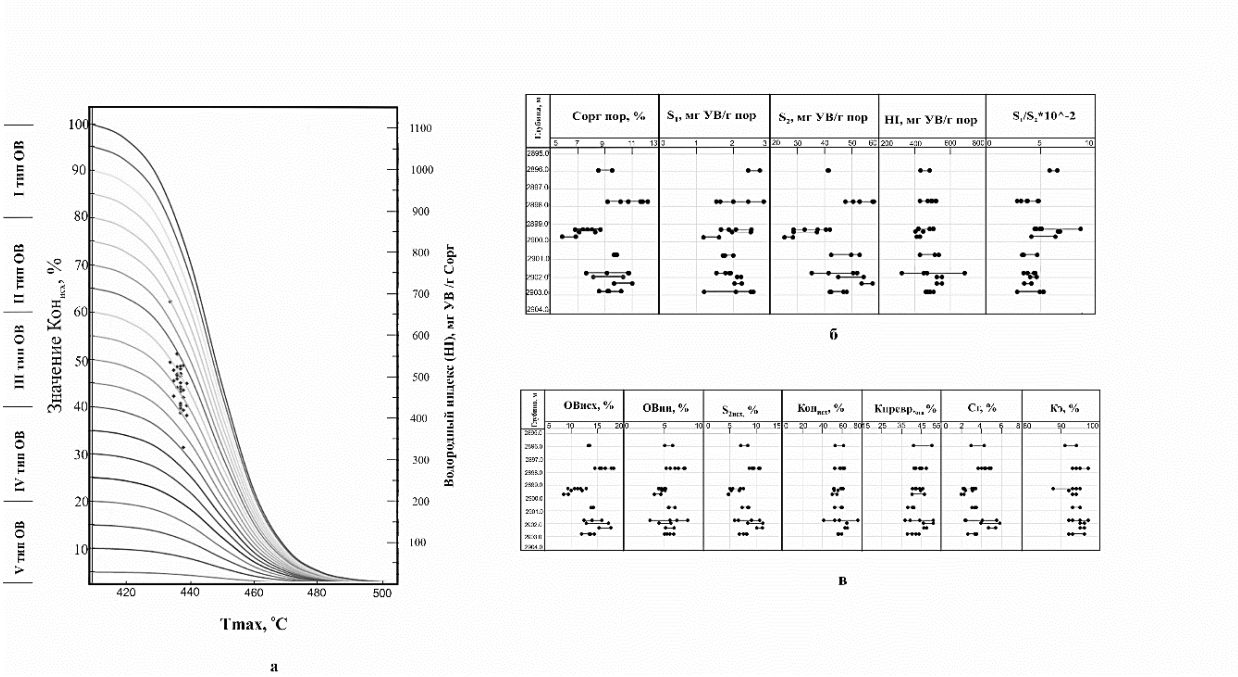


Рисунок 5.15 – Модифицированная диаграмма Ван-Кревелена (а), исходные пиролитические данные (б) и расчетные генерационные параметры (в), Новоортъягунское месторождение, баженовская свита

Образцы, отобранные из битуминозных отложений в пределах *Дружного* месторождения, характеризуются средними по величине значениями T_{max} (около 441ºС) и сравнительно невысокой концентрацией в них ОВ (среднее значение $С_{орг}$ равно 7.8%). Величина $К_{он\ исх.}$ варьирует в пределах от 37.4 до 67.8%, при среднем значении 53.3%, то есть большинство образцов имеет в своём составе ОВ, относящееся к III типу (Рисунок 5.16, Таблица 5.9).

В процессе катагенетического созревания $ОВ_{исх}$, входящее в состав рассматриваемых образцов, израсходовало в среднем чуть больше половины своего исходного генерационного потенциала (средняя величина $К_{превр\ отн}$ равна 51.9%). Количество образовавшихся из него нафтидов ($С_г$) варьирует в пределах от 0,73 до 9,04% и в среднем составляет порядка 3.68% (Рисунок 5.16, Таблица 5.9). Величина отношения $S_1/S_2 \cdot 10^{-2}$ заметно выше, чем в рассмотренных ранее образцах и в среднем составляет 9.75, что свидетельствует о том, что в этих образцах сохранилось больше образовавшихся нафтидов, чем в ранее рассмотренных образцах, отобранных в разрезе *Новоортъягунского* месторождения, что подтверждается и более низкими значениями $К_э$, равными в среднем 90%.

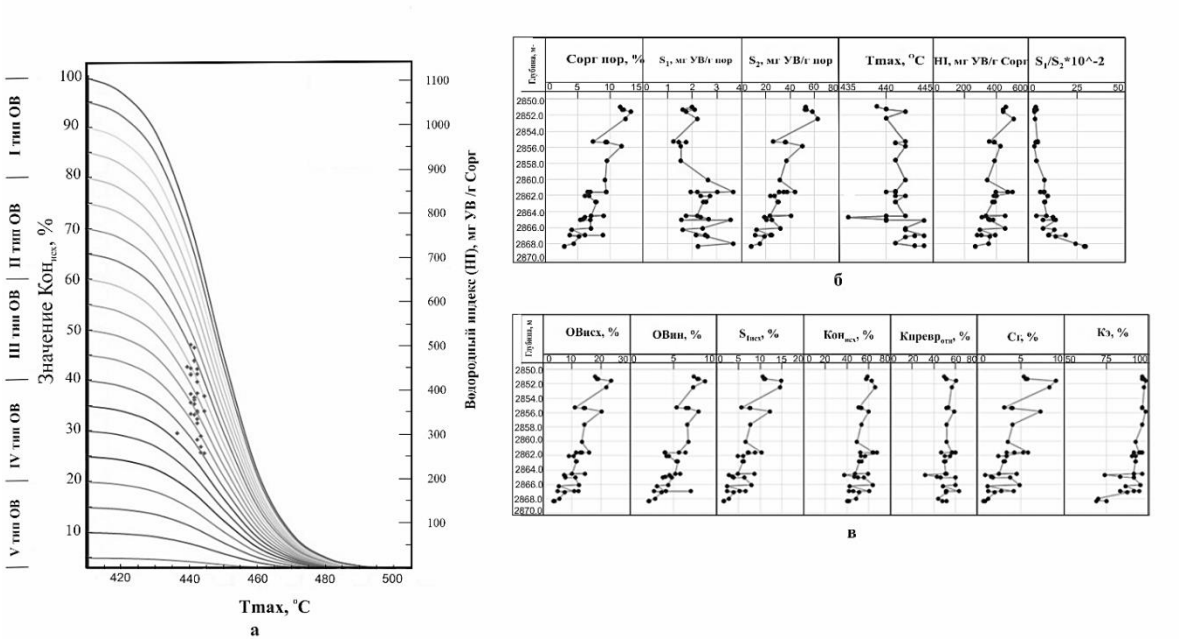


Рисунок 5.16 – Модифицированная диаграмма Ван-Кревелена (а), исходные пиролитические данные (б) и расчетные генерационные параметры (в), Дружное месторождение, баженовская свита

Образцы, отобранные из нижнетутлеймской подсвиты (лито-стратиграфический аналог БС) *Красноленинского* месторождения, характеризуются довольно высокими значениями T_{max} (в среднем около 449ºС) и невысоким содержанием ОВ. Величина их $C_{орг}$ изменяется от 0.83 до 13.54% при среднем значении, равном 6.56% (Рисунок 5.17, Таблица 5.9).

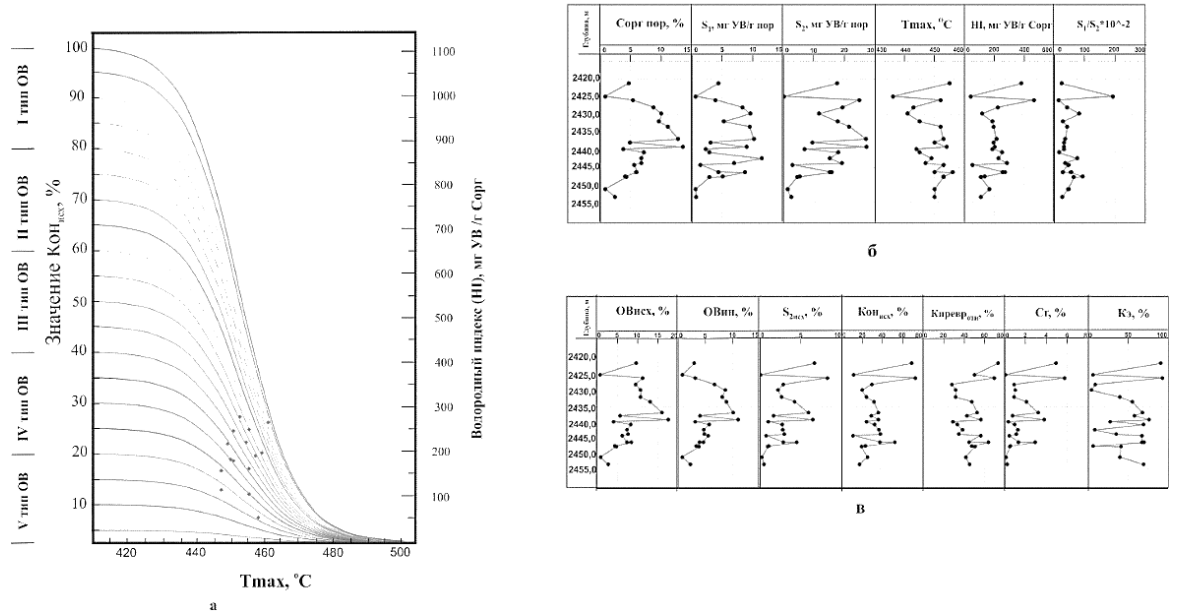


Рисунок 5.17 – Модифицированная диаграмма Ван-Кревелена (а), исходные пиролитические данные (б) и расчетные генерационные параметры (в), Красноленинское месторождение, нижнетутлеймская подсвита

Их генерационный потенциал невелик. Действительно, $К_{он\ исх}$, хотя и варьирует в широких пределах – от 11.3 до 85.2%, но его средняя величина составляет всего 39.52%. Иными словами, ОВ, входящее в состав этих отложений относится преимущественно к IV и III типам. Хотя в них также присутствует ОВ, относящееся к V-му и даже I-му типам (Рисунок 5.17, Таблица 5.9). Для исследованных образцов характерен широкий интервал изменения значений $К_{превр\ отн}$, изменяющийся в пределах от 42.58 до 93.45% при средней величине, равной 65.27%. Следовательно, ОВ, входящее в состав рассматриваемых образцов, претерпело значительные катагенетические преобразования и его оставшийся генерационный потенциал составляет в среднем менее 35% от исходного (см. Рисунок 5.17, Таблица 5.9). Величина $С_Г$ также изменяется в очень широком интервале значений – от 0.07 до 22.89%, при среднем значении, равном 4,05%. Основная часть образовавшихся нафтидов эмигрировала из битуминозных отложений. Действительно, $К_Э$ изменяется от 6 до 96% при среднем значении, равном 71%. Тем не менее, рассматриваемые отложения богаты нафтидами, что подтверждается очень высокими значениями отношения $S_1/S_2 \cdot 10^{-2}$, варьирующими от 16.14 до 190.91 при средней его величине, составляющей 53.2. Иными словами в их составе присутствуют разновидности, обладающие коллекторскими свойствами, содержащими нафтиды, вероятно, частично аллохтонного и парааутохтонного происхождения.

Образцы БС, отобранные из разреза *Верхне-Салымского* месторождения, характеризуются самыми высокими значениями $Т_{max}$, равными в среднем 453ºС, но невысокими значениями $К_{он\ исх}$. Средняя величина этого параметра составляет 44.68%, а диапазон его изменений колеблется в пределах от 36.4 до 55.3% (Рисунок 5.18, Таблица 5.9).

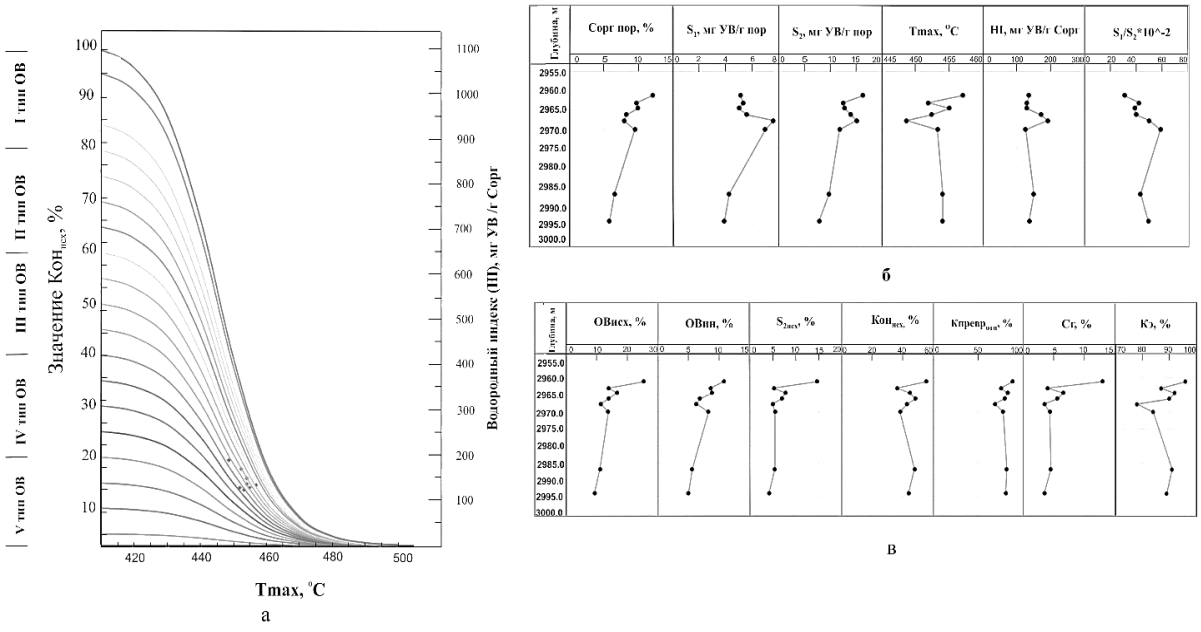


Рисунок 5.18 – Модифицированная диаграмма Ван-Кревелена (а), исходные пиролитические данные (б) и расчетные генерационные параметры (в), Верхне-Салымское месторождение, баженовская свита

То есть ОВ, входящее в состав этих образцов, относится преимущественно к III типу. Величина параметра $К_{превр\ отн}$ варьирует в пределах 68.57-88.28%, составляя в среднем 79.15%. Следовательно, основная часть исходного генерационного потенциала ОВ, входящего в состав

рассматриваемых образцов исчерпана и в среднем оставшаяся нереализованной его часть близка к 20%. Величина $C_г$ изменяется от 3.44 до 12.93% при среднем значении 5.6%, что свидетельствует о довольно большом количестве нафтидов, генерированных ОВ, входящим в состав этих образцов (см. Рисунок 5.18, Таблица 5.9). Основная часть образовавшихся нафтидов эмигрировала из рассматриваемых образцов (величина $K_э$ варьирует в пределах 78-96%, при среднем значении 88%), однако, тем не менее, средняя величина отношения $S_1/S_2 \cdot 10^{-2}$, составляющая 44.32 свидетельствует о том, что в рассматриваемых отложениях в недавнем прошлом происходила интенсивная генерация нафтидов, немалая часть которых осталась в исследованных образцах (см. Рисунок 5.18, Таблица 5.9).

Понятно, что полученные результаты носят сугубо оценочный характер, так как предложенная модель содержит ряд предположений, которые в настоящее время невозможно проверить. Так предполагается, что ось ординат проходит через значение T_{max}, равное 410ºС, однако нет надёжных данных, которые бы однозначно свидетельствовали о том, что это значение T_{max}, действительно отражает начало процесса генерации органическим веществом нафтидов, так как на пирограммах всех исследованных образцов присутствует пик S_1, свидетельствующий о наличии в их поровом пространстве УВ, что, в свою очередь, говорит о том, что все исследованные образцы уже вступили в фазу нефтегазогенерации. Хотя нельзя полностью исключить возможность того, что в их составе присутствуют аллотигенные УВ. В этой связи стоит отметить, что по данным [222] пик S_1, присутствующий на пирограммах образцов, в составе которых присутствует слабо катагенетически преобразованное ОВ (не вступившее в «нефтяное окно») обусловлен присутствием в этих образцах продуктов его диагенетического преобразования.

Однако, здесь следует обратить внимание на то, что при пиролизе образцов БС, содержащих слабо катагенетически преобразованое исходное ОВ, в состав пика S_1 наряду с аутигенными и/или аллотигенными нафтидами входят УВ, образующиеся в результате термокрекинга этого $ОВ_{исх}$, в результате чего из него образуется Бит (см. подраздел 3.2.3). Пик S_2 в этих образцах включает в себя УВ, выделяющиеся в результате термического разложения Бит, образовавшегося на первой температурной задержке (300ºС). В конце пиролитического процесса образуется инертный остаток ($ОВ_{ин.}$), представляющий собой кокс [121].

Так же условно принято, что каждому образцу, характеризующемуся той или иной величиной HI и T_{max} соответствует своя генерационная кривая, имеющая представленный на Рисунке 5.1б вид, по которой движется его фигуративная точка по мере его катагенетической трансформации. Причём сама форма этой кривой и её наклон так же выбраны достаточно произвольно исходя из общих соображений и имеющихся литературных данных, которые свидетельствуют о том, что процессу интенсивной нефтегазогенерации соответствует интервал T_{max} от 430 до 460ºС, что примерно соответствует значениям R^0_{vt}, изменяющимся от 0.5 до 1.5% [20; 1153; 153; 202; 240; 280; 287; 289; 307; 312; 313; 317; 321]. Поэтому нельзя исключить возможность того, что форма генерационной кривой может изменяться в зависимости от мацерального состава ОВ, присутствующего в том или ином образце, а также кинетических параметров, управляющих процессом нефтегазогенерации.

Обращает на себя внимание широкий диапазон вариаций значений HI при сравнительно небольшом интервале значений T_{max}, в пределах которого располагаются фигуративные точки, соответствующие образцам, отобранным из одной и той же скважины, который, как правило, не превышает 5-10ºС (см. Рисунки 5.13-5.18, Таблицу 5.9). Если принять концепцию, предложенную Б. Тиссо и Д. Вельте [323] и других авторов, придерживающихся такой же точки зрения, что

величина HI обусловлена лишь мацеральным составом исходного ОВ и I типу соответствует сапропелевое ОВ, II типу – смешанное сапропелево-гумусовое, а III типу - гумусовое (см. Рисунок 5.1а), то получается, что ОВ, входящее в состав БС и её аналогов, представлено, главным образом, сапропелево-гумусовым и гумусовым типами.

Однако рассматриваемые отложения накапливались в эпиконтинентальном морском бассейне, причём скважины, из которых отбирались образцы, расположены в сотнях и первых тысячах километров от его берега, поэтому трудно себе представить, что в осадках такого крупного морского бассейна в большом количестве могло накапливаться ОВ террагенного (гумусового) типа. Кроме того, ОВ, входящее в состав БС, в интервале, вскрытом одной и той же скважиной, находится практически в одинаковых термодинамических условиях (так как мощность свиты обычно не превышает 25-30 м). Поэтому оно претерпело одинаковое катагенетическое преобразование, о чём также свидетельствуют небольшие интервалы изменения T_{max}. Поэтому остаётся предположить, что качество $ОВ_{исх}$ и, соответственно, величина его HI в рассматриваемых отложениях во многом зависит от степени его переработки микроорганизмами и окислительно-восстановительных условий, существовавших в осадке, которые, в свою очередь, тесным образом связаны и с первым (микробиальным) фактором преобразования $ОВ_{исх}$. Действительно, наличие или отсутствие сероводородного заражения в осадке являлось главным фактором, определявшим степень переработки исходного ОВ микроорганизмами и окисления кислородом, растворённым в морской воде. Скорее всего, значительные вариации значений HI в образцах БС объясняются именно упомянутыми выше факторами и в гораздо меньшей степени соотношением ОВ террагенного и морского происхождения. Поэтому высокие величины HI свидетельствуют о том, что эти образцы отобраны из отложений, накапливавшихся в восстановительных условиях, обусловленных сероводородным заражением илового осадка и придонного слоя морской воды, что препятствовало активному окислению отмерших органических остатков и снижению их исходного генерационного потенциала. Здесь следует отметить, что похожие выводы содержатся и в более ранних публикациях [127; 222; 280]. Авторы этих публикаций считают, что главным фактором изменений генерационного потенциала $ОВ_{исх}$ являются именно окислительно-восстановительные условия, существовавшие в садке, в состав которого оно входило.

Выше, на примере образцов, отобранных из скважины *Новоортъягунского* месторождения, находящихся на расстоянии всего 1-3 см друг от друга, обращалось внимание на резкие изменения их генерационных параметров и в частности величин HI, несмотря на их одинаковую катагенетическую историю преобразования. Отмеченная особенность объясняется теми же причинами – микробиологической активностью и тесно связанными с нею окислительно-восстановительными условиями, существовавшими в осадках. Действительно, не следует забывать, что при средней толщине БС около 25-30 м и времени её накопления порядка 5 млн. лет (минимальные оценки) в среднем за год отлагалось лишь около 0.006 мм осадков, поэтому для накопления всего 1-3 см осадков требовалось порядка от 1.7 до 5 тыс. лет. Понятно, что за столь продолжительное время окислительно-восстановительные и прочие физико-химические условия, существовавшие в осадке, могли многократно изменяться.

Тем не менее, отмечается закономерное уменьшение интервала вариаций значений HI по мере роста T_{max} с минимальной величиной этих вариаций у образцов, отобранных из скважины *Верхне-Салымского* месторождения (см. Рисунок 5.18). Следовательно, предложенная модель термического «созревания» образцов работает – по мере увеличения значений T_{max} наблюдается «скольжение» виртуальных точек образцов вниз-вправо по генерационным кривым и они в конце

концов (при завершении процесса генерации, когда $ОВ_{исх}$ представляет собой инертный остаток) оказываются в одной точке, где величина HI равна 0.

Однако, отмечается ещё одна важная закономерность, заключающаяся в том, что в образцах, имеющих высокие значения T_{max} (например, *Верхне-Сал*ымское, и *Красноленинское* месторождения) величина их $К_{он\ исх}$ имеет сравнительно низкие значения - в среднем всего 44.7% для первого и 39.4% для второго (см. Рисунки 5.17, 5.18, Таблица 5.9). Тоже самое справедливо и по отношению к образцам, отобранным из скважин, пробуренных на Ем-Еговской, Пальяновской, Каменной площадях и Маслиховском месторождении (см. Таблицу 5.9).

Все эти месторождения и площади характеризуются повышенными современными пластовыми температурами по кровле БС и её аналогов, по сравнению с нормальными (фоновыми) для этих глубин значениями, на 30-40ºС! ОВ, присутствующее в этих образцах, представлено в различной степени метаморфизованным тиобитумом, который часто отмечается на поверхности трещин и каверн, в кремнистых и карбонатных литологических типах пород, названных автором потенциально продуктивными или ППП (см. подраздел 3.2.3, [Зубков, 2001; Зубков, 2015; Зубков, 2016]). Здесь же отмечаются друзы и отдельные прекрасно огранённые кристаллы многочисленных минералов, представленных Кв, Кц, Сид, барито-кальцитом, Бр, цельзианом, Кт, диккитом, Анг, Пи и другими более редкими сульфидами (миллерит, акантит, сфалерит и др.) [103; 107; 112; 117; 118; 122; 146]. Все эти факты однозначно свидетельствуют о том, что отложения БС и её аналогов, распространённых в пределах, перечисленных выше площадей и месторождений, были подвергнуты тектоно-гидротермальному воздействию (ТГВ), в результате чего образовались вышеперечисленные минералы и тиобитум. Вероятно, кинетика термического «созревания» $ОВ_{исх}$ в условиях воздействия на него ГФ и превращения его в тиобитум отличается от таковой, характерной для территорий с нормальным геотермическим градиентом. Не исключено, что в обсуждаемых условиях генерационные кривые на зависимостях T_{max}-HI должны быть расположены круче (то есть левее), чем для стандартных (с нормальным геотермическим градиентом) термодинамических условий, существующих в осадках БС и её аналогов. Тогда и значения $К_{он\ исх}$ примут более высокие значения (см. Рисунок 5.1б).

Действительно, если построить зависимость средних значений $К_{он\ исх}$ для образцов, отобранных из одной и той же скважины от их средних величин T_{max} (для всех исследованных месторождений и площадей), то наблюдается отрицательная связь между этими параметрами, хотя логичнее было бы предположить, что величина $К_{он\ исх}$ должна зависеть не от T_{max}, а от качества $ОВ_{исх}$. (Рисунок 5.19). Следовательно, действительно, кинетика превращения $ОВ_{исх.}$ в нафтиды в гидротермальных условиях отличается от таковой в нормальной (фоновой) геотермальной обстановке, и, соответственно, расположение генерационных кривых будет сдвигаться влево по сравнению с таковыми, описывающими его катагенетическое «созревание» в условиях с нормальным геотермическим градиентом.

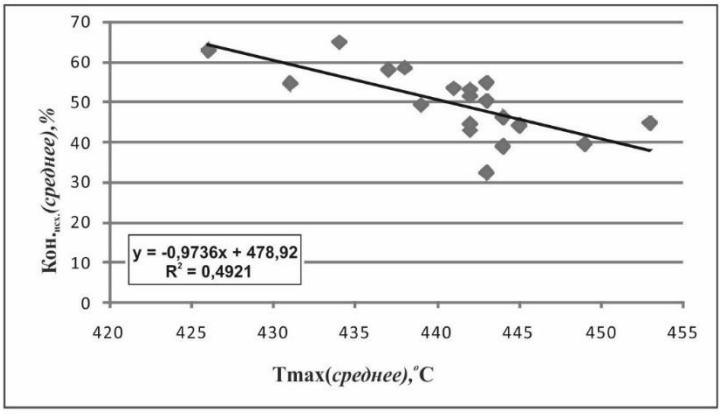


Рисунок 5.19 – Зависимость средних значений Кон$_{исх}$ от средних величин T_{max}, построенная на основе пиролитических исследований образцов, отобранных из баженовской свиты и её литостратиграфических аналогов

Чтобы внести поправку в форму генерационных кривых для образцов, отобранных из высокотемпературных зон, нами была определена средняя величина $К_{он\ исх}$ для отложений БС центральной части бассейна, которая оказалась равной примерно 63%. Эта величина $К_{он\ исх}$ соответствует значению HI равному 690 мгУВ/г$С_{орг}$ (см. Рисунок 5.1б).

Интересно, что та же величина в публикации [222], обозначенная авторами как HI_0, принята ими для баженовской свиты равной 710 мгУВ/г$С_{орг}$. То есть всего на 20 мгУВ/г$С_{орг}$ больше, чем полученное нами исходное значение того же параметра (HI**)** для $ОВ_{исх}$, входящего в состав БС центральной части бассейна. Это небольшое расхождение в величинах обсуждаемых параметров, вероятно, обусловлено тем, что использованные нами для расчетов образцы уже вступили в зону нефтегазогенерации, а исследованные упомянутыми выше авторами [222] образцы БС, еще не начали генерировать нафтиды.

На основе использования полученной величины $К_{он\ исх}$ была осуществлена корректировка расположения генерационных кривых для образцов, отобранных из высокотемпературных зон, в которых ОВ, входящее в состав БС, представлено в различной степени метаморфизованным Бит. Как и предполагалось, исправленные генерационные кривые в этом случае сместились влево и их наклон стал заметно круче. Пример такой коррекции генерационных кривых на модифицированной диаграмме Ван-Кревелена и вычисленных на их основе методом материального баланса генерационных параметров приведён для образцов, отобранных из БС в пределах *Верхне-Салымского* месторождения (Рисунок 5.20, Таблица 5.9).

После проведённой коррекции данных оказалось, что на самом деле $ОВ_{исх}$ относится преимущественно ко II, реже к III типам. Поэтому расчётные значения генерационного потенциала и, соответственно, количества образовавшихся из $ОВ_{исх}$ нафтидов значительно увеличилось (см. Рисунок 5.20, Таблицу 5.9).

После коррекции величины $К_{он\ исх}$ заметно выделяется своими расчётными генерационными параметрами самый верхний образец, у которого они имеют неправдоподобно высокие значения, среди которых особенно выделяются $S_{2\ исх.}$ и $С_г$ (см. Рисунок 5.20, Таблицу 5.9). Этот феномен объясняется тем, что в нём присутствуют параавтохтонный Бит, мигрировавший в него внутри самой БС [110; 112; 115; 118; 121].

Бит, входящий в состав БС в высокотемпературных участках в зависимости от степени его метаморфизма или термического превращения, подобно обычному $ОВ_{исх}$ имеет различную величину T_{max}, которая с ростом его термического превращения закономерно увеличивается.

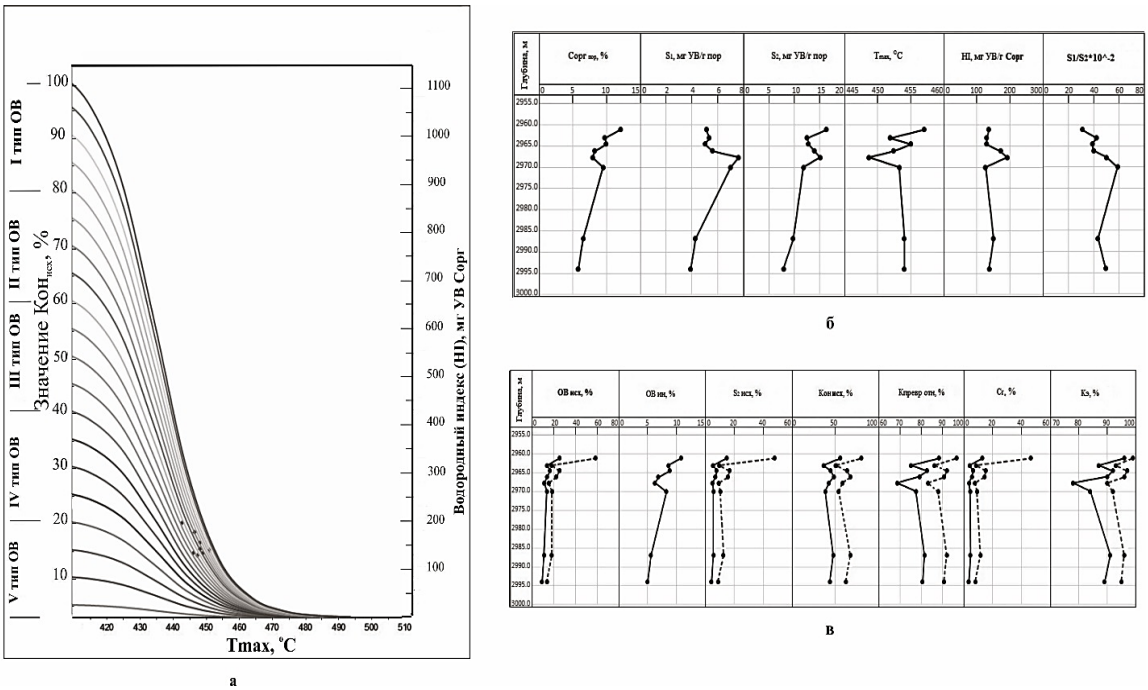


Рисунок 5.20 – Модифицированная диаграмма Ван-Кревелена (а), исходные пиролитические данные (б) и расчетные генерационные параметры (в), Верхне-Салымское месторождение, баженовская свита (исправленные значения генерационных параметров нарисованы пунктирной линией, пояснения в тексте)

В заключение проведём оценку удельного нафтидогенеза БС и её аналогами от минимальных (*Тальниковое* месторождение) до максимальных (*Тевлинско-Русскинское* месторождение) его значений. Для этого примем, что плотность этих отложений в пределах первого месторождения равна 2.2 г/см^3, а для второго – 2.0 г/см^3. Мощность отложений будем считать равной 25 м. Оценка проводится в расчёте на 1 км^2.

Тогда для первого месторождения средняя удельная величина нафтидогенеза составит 0.21 млн. тонн на 1 км^2, а количество эмигрировавших нафтидов с той же площади будет равно около 0.19 млн. тонн. Для второго месторождения те же параметры принимают следующие значения: 4.4 млн. тонн и 4.3 млн. тонн, соответственно. Удельный генерационный потенциал битуминозных отложений в пределах остальных месторождений находится в обозначенных выше пределах, но их значения находятся ближе к таковым второго месторождения (Таблица 5.9).

Сопоставим полученные значения со средними удельными геологическими запасами УВ по Ханты-Мансийскому автономному округу. В зависимости от мощности продуктивных пластов и их количества средние удельные геологические запасы УВ в округе варьируют в среднем в пределах 1-2 млн. тонн на 1 км^2, что ниже, вычисленных нами, значений, эмигрировавших из БС и её аналогов нафтидов, если не принимать во внимание *Тальниковое* месторождение. Здесь следует отметить, что конечно же, не все эмигрировавшие из БС и её литостратиграфических аналогов нафтиды достигли пород-коллекторов, создавая в них залежи УВ. Некоторая их часть рассеялась в осадочной толще по пути их миграции к коллекторам.

Таким образом, предложенный алгоритм оценки нефтегазогенерационных свойств на основе комплексирования результатов пиролитических исследований и метода материального баланса позволил рассчитать основные генерационные параметры образцов БС и её аналогов, включая их начальные (исходные) и современные (текущие) значения, а также количество образовавшихся и эмигрировавших из этих отложений нафтидов.

Установлен широкий диапазон изменений генерационных параметров даже в соседних образцах, находящихся на расстоянии 1-3 см друг от друга, что объясняется резкими изменениями качества $ОВ_{исх}$, что, в свою очередь, невозможно объяснить лишь соотношением террагенного и аквагенного органического материалов, входящих в состав этих отложений, без учёта особенностей процессов их микробиального разложения и окислительно-восстановительных условий, в которых происходило их накопление.

В подавляющем большинстве образцов основная часть образовавшихся в них нафтидов эмигрировала из них (величина $К_э$ обычно составляет более 85-90%), однако в некоторых образцах $К_э$ имеет невысокие и даже низкие значения, что объясняется двумя причинами, во-первых, наличием в этих образцах (представленных обычно карбонатными и/или кремнистыми разновидностями, обозначенными выше, как ППП или ПП) открытых пор, заполненных нефтеподобными УВ (нефтебитумом) и, во-вторых, энергичной недавней или продолжающейся в настоящее время генерацией нафтидов при замедленной их эмиграции, что подтверждается наличием в таких участках аномально высоких давлений (АВПД) в БС и её аналогах.

Очень высокие значения $С_{орг}$ в образцах БС и её аналогов, достигающие 25-50% и более объясняются присутствием в них в большом количестве в различной степени метаморфизованного параавтохтонного тиобитума, что вместе с наличием в таких участках эпигенетических часто прекрасно огранённых кристаллов разнообразных минералов свидетельствует о непосредственном участии в процессе нафтидогенеза в БС и её аналогов ювенильных ВФ [106; 111; 115, 117; 146]. Воздействие ГФ на $ОВ_{исх}$, присутствующее в БС и её аналогах с образованием из него тиобитума, вероятно, заметным образом влияет на кинетику его термического «созревания», что следует учитывать при расчётах его генерационных параметров с использованием предложенной модифицированной диаграммы Ван-Кревелена. Генерационные кривые для образцов, отобранных из таких участков имеют более крутой наклон и смещены влево.

Удельная генерация нафтидов в рассматриваемых отложениях с площади в 1 км^2 при принятой их средней мощности равной 25 м, в пределах изученной территории изменяется от 0.19 до 4.4 млн. тонн, составляя в среднем 1.8 млн. тонн на 1 км^2, что в первом приближении соответствует средним значениям удельных геологических запасов УВ, содержащихся в породах-коллекторах Ханты-Мансийского автономного округа в пределах той же площади, равной 1 км^2. Здесь, однако, следует обратить внимание на то, что в западной части рассматриваемой территории, где расположены *Ем-Еговская, Пальяновская, Каменная* площади, *Западно-Семивидовское, Красноленинское, Тальниковое* месторождения (Рисунок 5.4) ОВ, входящее в состав аналогов БС, обладает более низкими генерационными свойствами, изменяющимися от 0.19 до 2.0 млн. тонн УВ на 1 км^2, при среднем значении равном 1.1 млн. тонн УВ на 1 км^2. В то время, как месторождения, расположенные в центральной части нефтегазоносного бассейна, характеризуются гораздо более высокими генерационными свойствами пород, входящих в состав БС. ОВ, присутствующее в их составе, генерировало от 1.5 до 4.4 млн. тонн УВ на 1 км^2, при средней величине этого показателя равном 2.1 млн. тонн УВ на 1 км^2. То есть БС в центральной части Западно-Сибирского бассейна обладает гораздо более

высоким генерационным потенциалом, чем её западные аналоги. На эту особенность битуминозных отложений обращают внимание в своих публикациях и другие авторы [221; 222; 256; 280].

5.5. Нефтегазогенерационные свойства юрских и нижнемеловых отложений северной части Западной Сибири на примере Медвежьего и Уренгойского месторождений

Отложения мелового и юрского возраста северной части Западно-Сибирского НГБ изучены довольно слабо геохимическими методами. Например, продолжаются дискуссии по выбору наиболее вероятных нефтематеринских толщ, способных генерировать «юрскую» и «неокомскую» нефть, а кроме того оценить соотношение нефтематеринских и емкостных свойств этих отложений. В связи с этим, необходимо осуществить оценку нефтегазоносных перспектив осадков в границах этой территории.

Для решения этой задачи можно применить ряд геохимических критериев: оценка степени термолиза (катагенеза) $ОВ_{исх}$, его нефтематеринских свойств, с использованием комплексирования результатов пиролитических исследований и расчетов на основе метода материального баланса (см. подраздел 5.1). Для решения этой задачи нами использованы результаты пиролитических исследований образцов, отобранных из юрских и неокомских отложений, из трёх скважин, пробуренных на Уренгойском и Медвежьем месторождениях в интервале от средней юры до нижнего мела. Кроме того, проведены оценки не только нефтематеринских свойств, но и величины емкостного пространства пород-коллекторов, входящих в их состав для того, чтобы выявить аккумулирующие и генерирующие УВ осадки в границах этих месторождений.

Уровнь катагенетической зрелости ОВ определялся по величине отражательной способности витринита (R^0_{vt}), который широко распространен в разновозрастных осадках. Величина отражательной способности определялась с использованием микроскопа-спектрофотометра МСФП-2 на длине волны 546 нм в иммерсионной (R^0) среде (А.Н. Фомин, ИНГГ СО РАН). Отражательная способность витринита определялась на монолитных полированных пришлифовках отобранных образцов керна.

Настоящий подраздел подготовлен на основе результатов геохимических исследований 70 образцов керна, поднятых из скважин 739 и 292 *Уренгойского* и из скважины 50 *Медвежьего* месторождений (Таблица 5.10).

Самую низкую степень катагенеза имеет ОВ из нижнемеловых отложений, вскрытых скв. 50 *Медвежьего* месторождения (Таблица 5.10, Рисунок 5.21). Эти образцы по данным определения степени отражения витринита, относятся к верхней зоне мезокатагенеза ($МК_1$), так как значение R^0_{vt} варьирует от 0.54 до 0.62%, закономерно возрастая по мере роста глубины отбора.

Необходимо заострить внимание на крайне низкую концентрацию рассеянного ОВ, присутствующего в глинисто-алевритистых и глинистых осадках, вскрытых этой скважиной. Величина $С_{орг}$ варьирует в пределах от 0.37 до 1.86 % при средних концентрациях 0.5-0.7 % (см. Таблицу 5.10).

Образцы аргиллитов, отобранных из рассматриваемой скважины Медвежьего месторождения, характеризуются широкими вариациями значений $К_{он\ исх}$, изменяющимися в пределах от 5,5 до 41,6%, при среднем значении, равном 9,9%, то есть они попадают в поля,

соответствующие V типу ОВ (Рисунок 5.21). Величина $К_{превр\ отн}$ также изменяется в широком диапазоне – от 19.25 до 52.62 % и в среднем составляет 38.0% (Таблица 5.10).

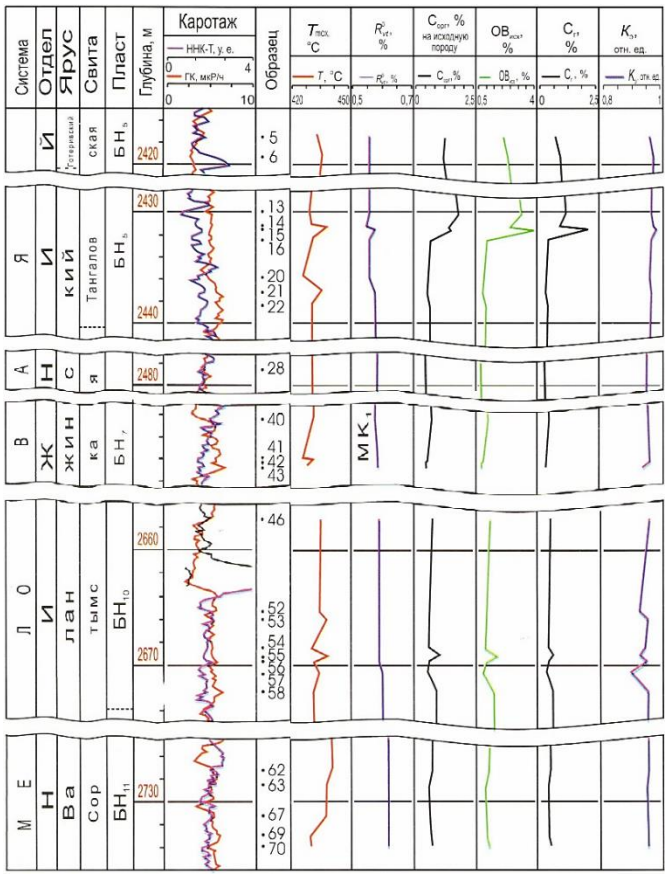


Рисунок 5.21 – Нефтегенерационные свойства и степень катагенеза ОВ, входящего в состав нижнемеловых отложений, вскрытых скв. 50 Медвежьего месторождения

Иными словами, в среднем почти 60 % начального генерационного потенциала $ОВ_{исх}$ рассматриваемых образцов, осталось не реализованным. Значение $С_г$ в среднем составляет всего 0.03 %, что говорит о незначительном объёме образовавшихся нафтидов, причем их основная часть осталась в составе рассматриваемых неокомских отложений, так как величина $К_э$ в среднем составляет всего 27.2%. Значения отношения $S_1/S_2 \cdot 10^{-2}$, равно в среднем 54.8, что объясняется, главным образом, их очень слабой эмиграцией из рассматриваемых отложений.

Из полученных результатов можно заключить, что практически все глинистые отложения, в наибольшей степени обогащенные рассеянным ОВ, присутствующими в породах нижнемелового возраста, вскрытых этой скважиной, почти на порядок меньше таковых у пород, которые по классификации Тиссо и Вельте [323] относятся к классу пород «с *небольшим нефтематеринским потенциалом*».

Изучение рассеянного органического детрита в прозрачных петрографических шлифах позволило установить, что оно представляет собой очень мелкие обломки окисленной органики, скорее всего, имеющей, главным образом, террагенное происхождения (Рисунок 5.22, вставка).

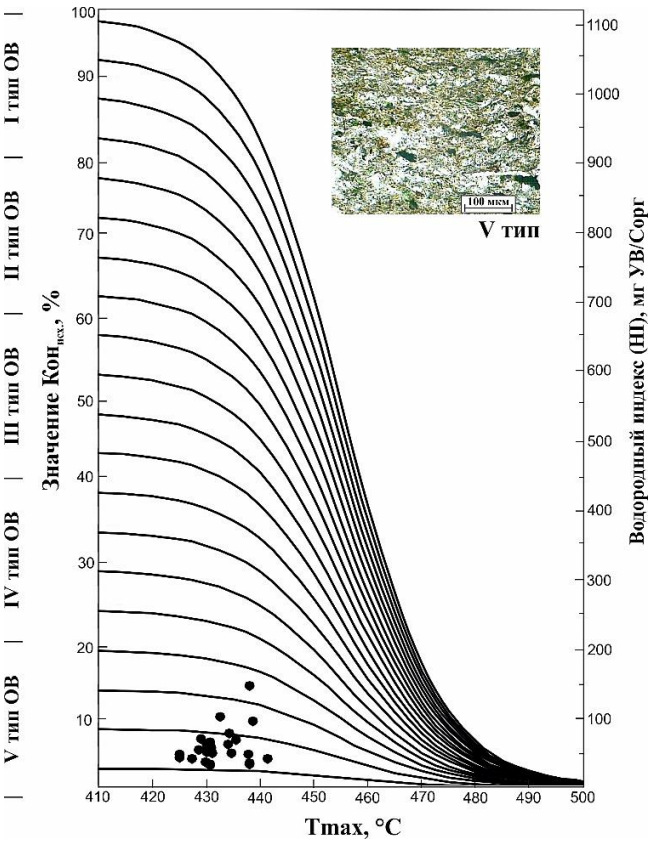


Рисунок 5.22 – Модифицированная диаграмма Ван-Кревелена и фотография шлифа образца, содержащего V тип ОВ, Медвежье месторождение, скв. 50

Скважина *739*, пробуренная на *Уренгойском* месторождении вскрыла осадочный чехол в интервале 3462.35-3604.40 м, то есть от нижнего мела до верхней юры до (Рисунок 5.23). В этом интервале глубин все ОВ по данным геохимических исследаваний относится к уровню катагенеза $МК_1^2$. Величина R^0_{vt} закономерно увеличивается с глубиной от 0.70 до 0.84 (см. Рисунок 5.23).

В рассматриваемом интервале глубин можно выделить три толщи, характеризующиеся различными типами ОВ, которые входят в их состав. Самая верхняя – Надачимовская толща, расположенная в самом верху вскрытого разреза, выделяется среди остальных тем, что в её составе находится ОВ исключительно V типа, характеризующееся, казалось бы, небольшой степенью катагенеза, высокой величиной коэффициента превращения, который варьирует в пределах 42.16-60,62%, имея среднюю величину, равную 48.1% (Таблица 5.10, Рисунок 5.23).

Иными словами, почти половина начальной величины нефтегенерационного потенциала $ОВ_{исх}$ сохранилась. Величина израсходованного нефтегенерационного потенциала ($С_г$), который изменяется в пределах 0.03-0.26 % и в среднем равна 0.13%. Несмотря на крайне низкую величину генерированных нафтидов, они все-таки практически все эмигрировали: $К_э$ варьирует от 74 до 96%, при его среднем значении - 90%. Это подтверждается небольшой величиной отношения S_1/S_2, которое сотавляет $3.3\text{-}20.7\cdot10^{-2}$, при его средней величине, равной $9.8\cdot10^{-2}$.

Таблица 5.10 – Усредненные результаты пиролитических исследований, определения $C_{орг}$ и рассчитанных на их основе нефтегенерационных свойств образцов пород юрского и мелового возраста, отобранных из скв. 50 Медвежьего, скв. 292 и 739 Уренгойского месторождений

Интервал, м (название объекта)	$C_{орг}$, % на исходную породу	УВ, мг/г породы		HI, мг УВ/$C_{орг}$	Tmax, °C	$ОВ_{совр.}$, %	$S_{2исх}$, %	$К_{превр.отн.}$	$С_г$, %	$К_э$
		S_1	S_2							
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Медвежье месторождение, скв. 50										
2417,1-2440,2 (пласт $БН_5$)	0,46-1,86 1,05 (9)	0,09-0,30 0,20	0,18-4,74 1,23	29,6-396,5 105,5	425-438 432	0,49-1,97 1,12	0,04-0,59 0,17	19,25-48,7 31,63	0,01-0,12 0,04	8-62 36
2480,0-2504,4 (пласт $БН_7$)	0,37-0,65 0,46 (5)	0,10-0,17 0,13	0,12-0,31 0,19	31,0-49,0 42,0	425-431 429	0,39-0,69 0,49	0,02-0,05 0,03	37,14-49,18 43,40	0,01-0,02 0,016	15-27 19
2660,0-2677,4 (пласт $БН_{10}$)	0,48-1,03 0,67 (8)	0,16-0,40 0,23	0,18-0,98 0,41	31,0-94,0 58,0	430-439 434	0,51-1,10 0,72	0,03-0,15 0,07	31,28-52,65 40,35	0,02-0,05 0,03	0-39 21
2728,0-2789,0 (пласт $БН_{11}$)	0,53-0,69 0,62 (5)	0,14-0,19 0,17	0,16-0,43 0,26	23,0-68,0 42,0	429-442 437	0,56-0,72 0,64	0,04-0,06 0,05	28,09-48,00 40,45	0,02-0,03 0,023	14-36 22
Уренгойское месторождение, скв. 739										
3462,3-3548,0 (надачимовская толща)	0,34-0,81 0,63 (13)	0,01-0,04 0,03	0,06-0,70 0,31	14,6-94,6 45,2	445-450 448	0,67-1,49 0,9	0,05-0,59 0,14	42,16-60,62 48,1	0,03-0,26 0,13	74-96 90
3549,3-3585,6 (ачимовская и подачимовская толщи)	0,74-1,80 1,33 (7)	0,02-0,70 0,29	0,70-3,43 2,08	82,9-214,4 150,3	446-451 449	0,73-1,93 1,35	0,12-0,63 0,37	36,0-47,51 43,0	0,05-0,29 0,16	59-99 82
3590,8-3604,4 (баженовская и верхняя часть георгиевской свиты)	5,50-6,60 6,10 (6)	0,90-7,00 4,45	7,81-38,09 24,66	134,7-692,5 409,4	446-449 447	6,21-7,34 6,74	1,39-14,11 5,38	36,71-72,89 47,03	0,61-10,3 3,13	70-93 81
Уренгойское месторождение, скв. 292										
3556,8-3588,5 (надачимовская толща)	0,47-0,96 0,65 (7)	0,07-0,36 0,14	0,32-1,55 0,70	60,0-174,0 101,0	429-440 435	0,50-1,03 0,70	0,05-0,19 0,09	18,72-35,06 27,04	0,01-0,04 0,02	5-58 42
3588,5-3630,5 (ачимовская и подачимовская толщи)	0,51-5,56 1,91 (7)	0,08-1,79 0,64	0,38-11,10 3,04	75,0-216,0 132,0	433-452 442	0,54-6,0 2,04	0,06-2,41 0,56	20,08-52,47 33,75	0,02-1,30 0,25	9-86 47
3730,0-3740,0 (нижневасюганская подсвита)	0,99 (1)	0,13	0,45	46,0	445	1,05	0,09	47,38	0,05	72

Продолжение таблицы 5.10

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
3743,5-3862,9 (верхняя часть большехетской серии)	1,72-22,47 8,91 (24)	0,41-10,10 3,19	1,55-63,82 19,50	77,0-351,0 180,0	449-467 460	1,83-24,46 9,06	0,30-25,48 8,93	42,75-89,52 74,10	0,13-22,73 7,14	53-98 92
3909,3-3939,0 (средняя часть большехетской серии)	4,03-39,30 18,27 (5)	1,40-12,68 6,11	3,13-93,37 40,52	78,0-239,0 191,0	456-465 461	4,3-26,65 14,06	0,85-87,58 33,0	61,45-93,19 78,64	0,54-81,72 30,24	74-99 91

Примечание: в числителе указаны минимальные и максимальные значения параметра, в знаменателе – средние; в скобках – число образцов

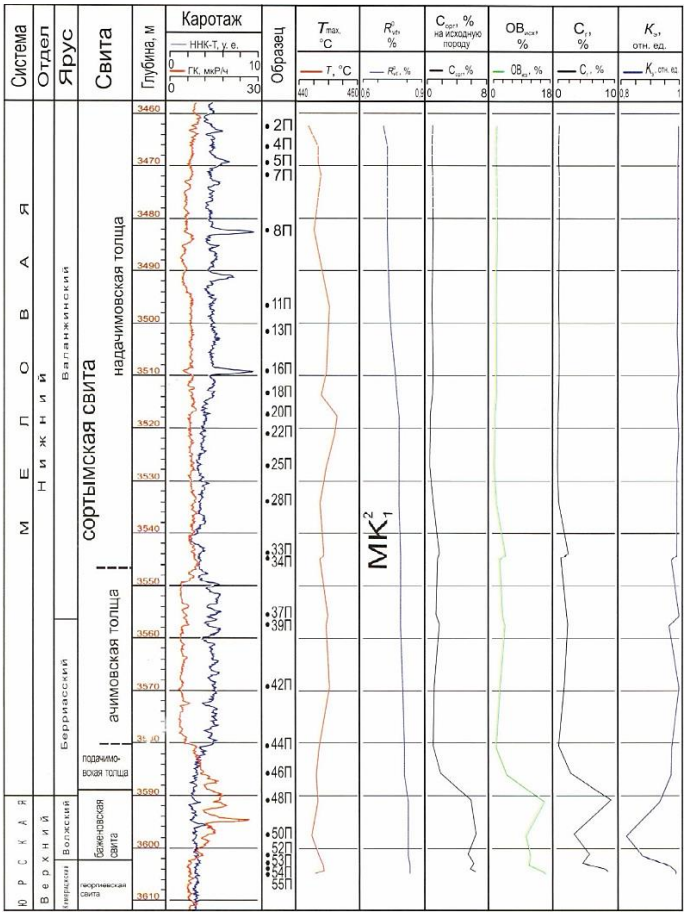


Рисунок 5.23 – Нефтегенерационные свойства и степень катагенеза ОВ, входящего в состав верхнеюрских и нижнемеловых отложений, вскрытых скв. 739 Уренгойского месторождения

Подачимовские и ачимовские отложения входят в состав средней пачки, в которой присутствует ОВ, представляющее собой чаще всего таковое IV типа (Таблица 5.10, Рисунок 5.23). Это ОВ имеет более низкий коэффициент превращения по сравнению с ОВ, присутствующим в составе залегающих на ней отложений надачимовской толщи, и величина этого коэффициента варьирует от 36.0 до 47.51, имея среднюю величину, равную 43.0 %, напротив, реализованный нефтегенерационный потенциал ($С_г$), имеет большие значения (в среднем 0.16 %). Следуе заметить, что основная часть образовавшихся нафтидов эмигрировала из этих отложений – $К_э$ изменяется в пределах от 59 до 99%, при его средней величине, равной 82 %. Установленный факт подтверждается малыми величинами отношения S_1/S_2, которые варьируют в пределах 1.3-25,6·10^{-2}, при средней величине, составляющей 17,2·10^{-2}.

Верхняя часть *георгиевской,* а также *баженовская* свиты входят в состав нижней пачки, в в них содержится ОВ IV (георгиевская свита) и I-III (баженовская свита) типов (Таблица 5.10, Рисунок 5.23). В составе БС присутствует ОВ, характеризующееся высоким генерационным потенциалом. Например, $С_г$ в этих осадках варьирует в пределах 2.01-10,30 %, при среднем его значении, составляющем 4,80 %. Значение $К_{превр\ отн}$ изменяется от 38,23 до 72.89 %, имея среднее значение - 51.9 %. Иными словами, $ОВ_{исх}$ находящееся в БС, в среднем израсходовало немногим больше половины своего исходного нефтегенерационного потенциала. Основная часть образовавшихся нафтидов эмигрировала из БС – средняя величина $К_э$ составляет 78.8 %. Об этом же свидетельствуют довольно низкие значения отношения S_1/S_2, которые изменяются от 17.2 до 25,0·10^{-2}, при среднем значении 20,2·10^{-2}.

$ОВ_{исх}$, входящее в состав *георгиевской свиты*, обладает гораздо меньшими генерационными свойствами. Из него образовалось всего от 0.61 до 0.63 % нафтидов при среднем

значении 0.62 % (см. Рисунок 5.23). Степень катагенетического преобразования $ОВ_{исх}$, входящего в состав георгиевской свиты, невысока. Так величина $К_{превр\ отн}$ варьирует от 36.71 до 42.81 % при средней величине равной 39.8 %. То есть израсходовано в среднем около 40 % генерационного потенциала $ОВ_{исх}$, входящего в состав свиты. Тем не менее основная часть образовавшихся нафтидов эмигрировала из георгиевской свиты – средняя величина $К_э$ составляет 84.5 %. Об этом же свидетельствуют довольно низкие значения отношения S_1/S_2, изменяющиеся в пределах 10.4-$11.5 \cdot 10^{-2}$, имея среднюю величину, равную $11.0 \cdot 10^{-2}$.

На диаграмме HI-T_{max} нанесены фигуративные точки, отвечающие результатам пиролитических исследований всех образцов, взятых из упомянутых ранее интервалов, которые располагаются на этой диаграмме таким образом (Рисунок 5.24). В самой нижней части диаграммы, где располагается зона с образцами, содержащими ОВ V типа, располагаются точки образцов, отобранных из надачимовской толщи (верхний интервал). Выше, в поле IV типа ОВ присутствуют фигуративные точки, отвечающие образцам, полученным, главным образом, из ачимовской и подачимовской толщь, то есть из среднего интервала. В границах участка, где присутствуют ОВ I-III типов, присутствуют фигуративные точки, отвечающие образцам, поднятым из самого нижнего интервала, то есть, из БС. Наконец образцы, попавшие в поле ОВ IV типа, были отобраны из георгиевской свиты, то есть расположенные в самом низу интервала, из которого производился отбор образцов (см. Рисунок 5.24).

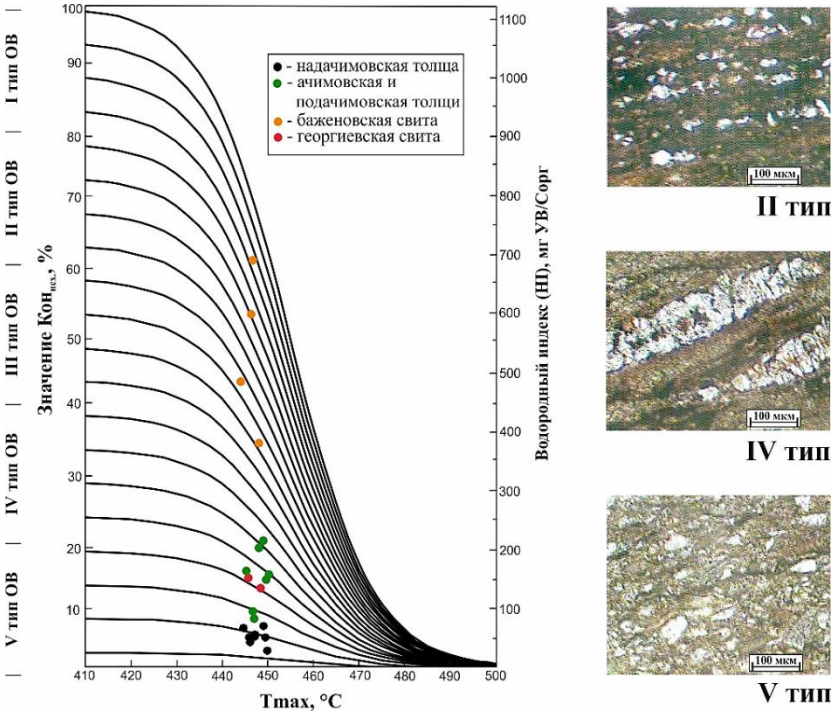


Рисунок 5.24 – Модифицированная диаграмма Ван-Кревелена и фотографии шлифов образцов, содержащих различные типы ОВ, Уренгойское месторождение, скв. 739

Судя по значениям T_{max}, все фигуративные точки исследованных образцов, находятся в зоне нефтегенерации, причем, определение величины R^0_{vt} также говорит о том, что эти отложения присутствуют в «нефтяном окне», соответствующем $МК_1{}^2$.

На основе изучения петрографических шлифов установлены типы ОВ в рассматриваемых осадках БС, которые представлены бесструктурным гелефицированным органическим материалом темно-бурого цвета, в который превратились остатки водорослей и планктона (Рисунок 5.25, вставка).

В подачимовской и ачимовской толщах определено ОВ IV типа, напоминающее аморфные гелефицированные остатки, относящиеся, главным образом, к витриниту, обладающему темно-бурым и/или темно-коричневым цветом в прозрачных петрографических шлифах (Рисунок 5.24, вставка). Следует заметить, что концентрация ОВ в этих отложениях имеет гораздо меньшие значения, чем в залегающих под ними осадках БС и варьирует в пределах 0.73-1.93% (Таблица 5.10).

В аргиллитах надачимовской толщи, ОВ V типа представляет собой фюзинизированные (окисленные) фрагменты растительного детрита и не так сильно окисленных обрывков талломов водорослей, которые характеризуются темно-коричневым, до черного, цветом в прозрачных петрографических шлифах (Рисунок 5.24, вставка). Они выделяются среди прочих осадков самой низкой концентрацией ОВ, составляющей всего 0.67-1.49% (Таблица 5.10).

Скважиной 292, пробуренной на *Уренгойском* месторождении, вскрыт самый большой интервал осадков, в который входят *большехетская серия* среднеюрского возраста (3744-3939 м), *нижневасюганская* подсвита (3730.0-3743.5 м), *подачимовская* и *ачимовская* толщи (3590.5-3630.5 м) и подошвенная часть *надачимовской* толщи (3564.8-3590.5 м) (Рисунок 5.25).

В *надачимовской* толще присутствует рассеянное ОВ, относящееся к V типу. Его современное содержание изменяется в пределах 0.5-1.03% (см. Таблицу 5.10). Величина R^0_{vt} этого ОВ соответствует стадии $МК_2$ (Рисунок 5.25). Содержащее в этих осадках ОВ, выделяется своими небольшими величинами $К_{превр\ отн}$, варьирующими в интервале 18.72-35.06%, имея среднюю величину, равную 27.04% (см. Таблицу 5.10). То есть более 70 % исходного генерационного потенциала в ОВ сохранилось. Часть образовавшихся в аргиллитах УВ эмигрировала из них (величина $К_э$ в среднем составляет 42%).

Рассматриваемые отложения обладают очень низким генерационным потенциалом. Количество образовавшихся из них нафтидов ($С_г$) варьирует в пределах от 0.01 до 0.04%, имея среднюю величину, равную всего 0.02%.

В осадках *подачимовской* и *ачимовской* пачек, характеризующихся высоким содержанием глин, ОВ относится к IV и V типам. Современное содержание этого типа ОВ в аргиллитах изменяется в пределах от 0.54 до 6.0%, составляя в среднем примерно 2.04% (см. Таблицу 5.10). Входящее в их состав ОВ обладает аналогичной градацией катагенеза ($МК_2$), которая наблюдается и в залегающих на них осадках. $К_{превр\ отн}$ изменяется в пределах от 20.08 до 52.47%, в среднем составляя 33.75%, величина которого немного превышает значения того же параметра в перекрывающих отложениях (см. Таблицу 5.10).

Количество образовавшихся в рассматриваемых отложениях нафтидов, намного больше, чем таковых, сгенерированных перекрывающими их отложениями (средняя величина $С_г$ в них равна 0.25%). Величина отношения S_1/S_2, изменяется от 16.4 до $27.0 \cdot 10^{-2}$, при среднем значении $16.1 \cdot 10^{-2}$.

Величина Кэ в рассматриваемом интервале изменяется в очень широких пределах – от 9 до 86 %, при среднем значении равном 47% (см. Таблицу 5.10, Рисунок 5.25). То есть почти половина нафтидов, образовавшихся в ачимовской и подачимовской пачках, эмигрировала из этих отложений. Оставшаяся их половина вместе с остаточной водой заполнила пустоты в этих осадках.

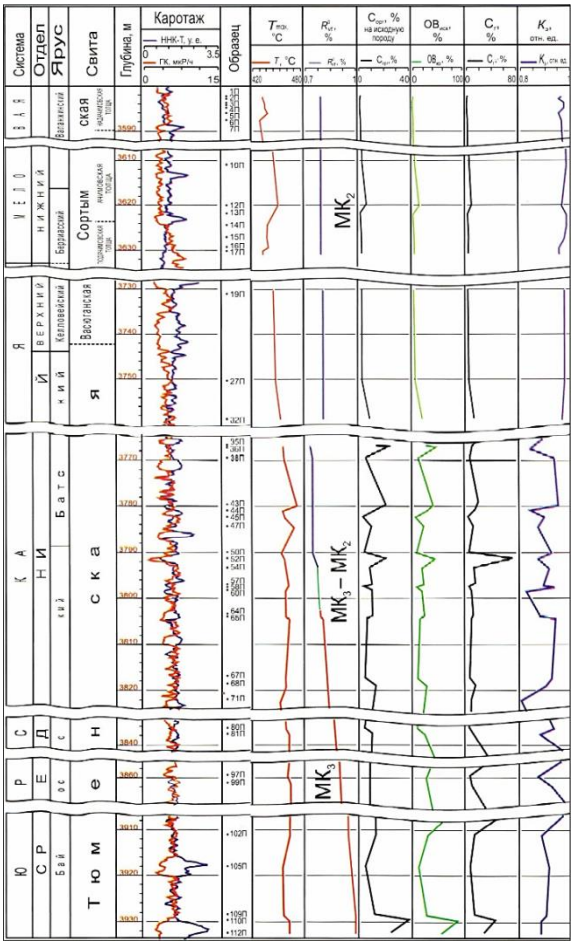


Рисунок 5.25 – Нефтегенерационные свойства и степень катагенеза ОВ, входящего в состав верхне- и среднеюрских, а также нижнемеловых отложений, вскрытых скв. 292 Уренгойского месторождения

Из *нижневасюганских* отложений отобрано мало образцов. Поэтому геохимический анализ проведен лишь на одном образце, который включает в свой состав ОВ V типа, характеризующийся низкими генерационными свойствами (см. Таблицу 5.10, Рисунок 5.25). Основная часть образовавшихся в верхнеюрских отложениях нафтидов (более 70%) эмигрировала из них.

Осадки *большехетской серии* (верхняя и средняя её части), вскрытые рассматриваемой скважиной, по результатам определения величины R^0_{vt}, которая изменяется от 0.83 до 1.0, характеризуются градациями катагенеза от $МК_2$ до $МК_{2-3}$, а в подошвенной части до $МК_3$ (см. Рисунок 5.25).

Значения $К_{он\ исх}$ изменяются от 17.3 до 68.6%, то есть $ОВ_{исх}$ относится к типам – от IV до II (см. Таблицу 5.10, Рисунок 5.25).

Значение $К_{превр\ отн}$ в этом интервале глубин изменяется от 42.75 до 98.31%, имея среднее значение, равное 75.67%. Поэтому можно заключить, что $ОВ_{исх}$, отобранное из этого интервала исчерпало в значительной степени свой генерационный потенциал и осталось около 24% от первоначального генерационного потенциала $ОВ_{исх}$ (Таблица 5.10).

Количество образовавшихся из $ОВ_{исх}$ нафтидов варьирует в широких пределах – от 0.13 до 81.72%, что обусловлено различной концентрацией $ОВ_{исх}$ в различных образцах, содержание которого изменяется от 2.47 до 98.2%, а также степенью его катагенетического превращения.

Существенным отличием рассматриваемых отложений от перекрывающих их осадков являются очень высокие значения $К_э$, варьирующие в пределах от 53 до 99% при среднем значении $К_э$ равном 91% (см. Таблицу 5.10, Рисунок 5.25).

В составе рассматриваемого интервала в осадках тюменской свиты, следует обратить внимание на два класса пород, которые являются главными генераторами нафтидов: во-первых, *углистые аргиллиты*, и, во-вторых, *зольные угли*. Именно эти литологические разновидности пород, входящие в состав тюменской свиты, характеризуются максимальными генерационными способностями, но в тоже самое время для них же отмечаются максимальные величины $К_э$ (95-99%) и, наоборот, самые минимальные значения $S_1/S_2 \cdot 10^{-2}$, имеющие в среднем для рассматриваемой группы пород величину, равную 14.9.

Изучение данных пиролиза, отображенных на диаграмме HI-T_{max}, позволило установить, что в интервале, вскрытом этой скважиной выделяются четыре главных разновидностей $ОВ_{исх}$ (Рисунок 5.26).

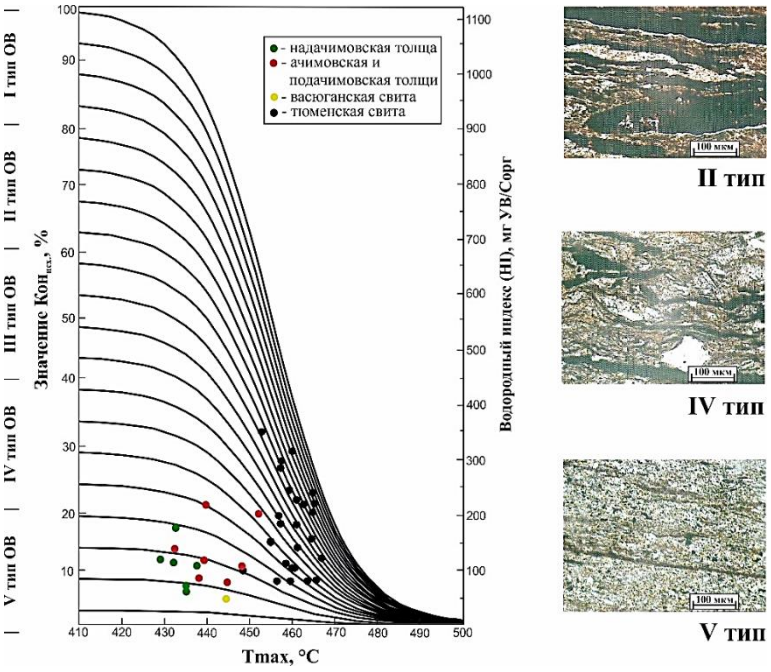


Рисунок 5.26 – Модифицированная диаграмма Ван-Кревелена и фотографии шлифов образцов, содержащих различные типы ОВ, Уренгойское месторождение, скв. 292

С помощью прозрачных петрографических шлифов установлено, что V тип ОВ, являющийся главным типом в осадках надачимовской толщи, представляет собой смесь окисленного (фюзинизированного) детрита (террагенного типа ОВ), а также, возможно, менее фюзинитизированных обрывков талломов морских водорослей (Рисунок 5.26, вставка). ОВ IV типа, как и рассмотренное ранее, является смесью в той или иной мере фюзинитизированного (окисленного) углефицированного детрита, представленного, главным образом, витринитом, имеющим террагенный генезис (в незначительном количестве) и аморфным гелефицированным ОВ, характеризующимся меньшей степенью катагенетического преобразования, имеющим сапропелевый (водорослевый) генезс, которого больше всего в образцах (см. Рисунок 5.26, вставка). Необходимо обратить внимание на важный факт, заключающийся в том, что и в составе глинистых (зольных) углей и углистых аргиллитов, основная масса ОВ, содержащихся в них, представлена, главным образом, остатками именно низшей, а не высшей растительности (фрагменты различных типов водорослей - от одноклеточных сине-зеленых до многоклеточных, обладающих талломом). Именно с этим связаны сравнительно высокие нефтегенерационные свойства $ОВ_{исх}$, присутствующего в этих отложениях, из-за чего они становятся близкими ко II типу (см. Таблицу 5.10, Рисунок 5.26).

Проанализируем емкостные и генерационные свойства отложений, вскрытых рассмотренными ранее скважинами.

Большие по величине интервалы отбора керна и достаточно высокий процент его выноса из этих трех скважин, предоставляет возможность осуществить сопоставление емкостных и генерационных свойств отложений, вскрытых ими.

С этой целью, вдоль ствола каждой из трех скважин мысленно вырежем прямоугольные блоки с основанием в 1 м^2. В этих блоках, выделим, как объем отложений, генерирующих УВ, в состав которых войдут углистые аргиллиты, зольные угли и битуминозные отложения БС, так и породы-коллекторы (алевро-песчаники). Литологические разновидности алевро-глинистого типа не учитываются, поскольку в этих литотипах нет эффективной пустотности, так как все поры, присутствующие в них, заполнены связанной водой и, в добавок, они не обладают сколько-нибудь значимыми нефтегенерационными свойствами.

Необходимые данные, которые могут понадобиться для расчетов приведены в Таблице 5.11. Еще раз обратим внимание, что данные, полученные в результате расчетов, можно использовать только с целью качественной оценки удельных характеристик генерационных и емкостных свойств рассматриваемых отложений, полученных для «виртуального» прямоугольного блока, «извлеченного» из осадочных отложений, имеющим свое основание площадью в 1 м^2.

Проведенные расчеты показали, что в *неокомских* отложениях *Медвежьего* месторождения, вскрытых скв. 50, УВ, образовавшихся из ОВисх хватит лишь на то, чтобы заполнить только от 0.32 до 2.14% (в среднем около 1.24%) эффективного пустотного пространства алевро-песчаников, присутствующих в этих осадках. То есть, объем эффективного пустотного пространства алевро-песчаников больше объема УВ, образовавшихся в этих осадках в 46,8-313,3 раз (в среднем в 113,6 раз) (см. Таблицу 5.11).

Нижненеокомские осадки, вскрытые скв. 739 в пределах *Уренгойского* месторождения, генерировали УВ, объема которых достаточно для заполнения только от 1.6 до 5.6% объема эффективных пустот, содержащихся в алевро-песчаниках, присутствующих в рассматриваемом разрезе того же интервала. Иными словами, объём эффективных пустот в этих отложениях примерно в 17,8 раз превышает таковой УВ, сгенерированных ОВ$_{исх}$, присутствующим в них (см. Таблицу 5.11).

В подачимовской и ачимовской пачках, объем УВ, сгенерированных ОВ$_{исх}$, содержащимся в них, УВ, в 63 раза меньше эффективного пустотного пространства алевро-песчаников, входящих в состав этих отложений (см. Таблицу 5.11).

Осадки БС и верхней части георгиевской свиты резко отличаются своими генерационными свойствами от рассмотренных выше ачимовских отложений. Они характеризуются очень высоким нефтегенерационным потенциалом, благодаря чему объем образовавшихся в них нафтидов превышает их эффективную пористость в 256 раз (см. Таблицу 5.11).

Поэтому если допустить, что образовавшиеся в верхнеюрских осадках нафтиды эмигрировали вверх и заполнили поры ачимовских пород-коллекторов, то их объем (в сумме с нафтидами, образовавшимися в ачимовских отложениях) окажется меньше эффективной пористости алевро-песчаников в 3.2 раза. Иными словами, образовавшимися нафтидами будет заполнена лишь третья часть эффективного порового пространства ачимовских алевро-песчаников в этом разрезе (см. Таблицу 5.11).

В результате сравнения емкостных и нефтегенерирующих свойств отложений *нижненеокомскогох* возраста, вскрытых скв. 292, пробуренной на *Уренгойском* месторождении, установлено, что УВ, образовавшимися в них, можно заполнить от 0.27% (надачимовская толща) до 2,58% (подачимовская и ачимовская толщи) эффективного пустотного пространства алевро-песчаников, содержащихся в этих отложениях. Иными словами, эффективный пустотный объем алевро-песчаников в 364 и 34.8 раз, соответственно, больше объема УВ, сгенерированных этими же осадками (см. Таблицу 5.11).

Нефтегененерационных свойства осадков *юрского возраста*, которые были вскрыты рассматриваемой скважиной отличается от тех, что были рассмотренны ранее. В этих осадках следует обратить внимание на два типа нефтегенерирующих отложений. Первый тип – это *углистые глины,* а вторые – это *зольные угли,* средняя суммарная величина $C_г$ которых равна 7,9% (см. Таблицу 5.11 и Рисунок 5.26).

В отличие от *нижненеокомских* отложений, в осадках *большехетской серии* объем образовавшихся УВ больше их эффективной пористости, присутствующей в алевро-песчаниках этих отложений, практически в 7 раз (см. Таблицу 5.11).

Сопоставление объемов всех УВ, сгенерированных *нижненеокомскими* осадками и *большехетской серией* с эффективным пустотным пространством алевро-песчаников тех же осадков, вскрытых этой скважиной, показало, что объем образовавшихся УВ, больше эффективного пустотного пространства всех алевро-песчаников в этом интервале в 1,8 раз (см. Таблицу 5.11).

В соответствии с данными углепетрографических анализов в разрезах этих скважин отмечается постепенный рост значений R^0_{vt} от 0.55 до 1.0% и градаций катагенеза от $МК_1$ до $МК_3$ (А.Н. Фомин, ИНГГ СО РАН). Однако, в изменениях величины $К_{превр\ отн}$ не отмечается аналогичных закономерностей. Вероятно, это связано с тем, что $К_{превр\ отн}$ представляет собой комплексный параметр, изменения которого определяются несколькими факторами, некоторые из которых является самыми важными. Величины $К_{превр\ отн}$ в зависимости от глубины отбора образцов изменяются слабо, отмечается только некоторая тенденция их роста с глубиной, которая ярче всего отмечается в разрезе, вскрытом скв. *292* на *Уренгойском месторождении* (см. Таблицу 5.10).

На этот параметр ($К_{превр\ отн}$) максимально эффективное влияние оказывают тип ОВ и его содержание. Наиболее ярко и однозначно эта зависимость проявляется на примере осадков, вскрытых скв. *739* на *Уренгойском* месторождении. В рассматриваемом разрезе в отложениях *надачимовской* пачки встречены образцы с самым маленьким содержанием ОВ (со средним содержанием всего 0.9%), которое относится к V типу, способным генерировать минимальное количество УВ. Это ОВ характеризуется несколько более высокими величинами $К_{превр\ отн}$, которые в среднем равны 48.1% (см. Таблицу 5.10).

В залегающих под ней *подачимовской* и *ачимовской толщах* фиксируется рост содержания ОВ (в среднем до 1.35%), которое относится к IV типу, а его средняя величина $К_{превр\ отн}$ равна 43.0% (см. Таблицу 5.10).

Наиболее значительно изменяются значения $К_{превр\ отн}$ (от 51.0 до 72.89 %) у ОВ в составе *баженовской* свиты. Это ОВ обладает самым высоким нефтематеринским потенциалом и относится I-III типам, кроме того, его довольно много - 6.24-7.34% в составе этих отложений (см. Таблицу 5.10).

Таблица 5.11 – Результаты удельных (на 1м^2) нефтегенерационных и емкостных свойств юрских и нижнемеловых отложений Медвежьего и Уренгойского месторождений

Интервал, м (название объекта)	Суммарная толщина глин, м/их плотность, г/см^3	Среднее значение $C_г$, %	Плотность УВ (нефти), г/см^3	Объем образовавшихся УВ ($V_{ув}$)·10^{-2}, м^3	Суммарная толщина песчаников, м	Средняя эффективная пористость песчаников, %	Суммарная эффектив-ная емкость песчаников ($V_{пор}$), м^3	Соотношение генерационных и емкостных свойств пород	
								$V_{ув}/V_{пор}$	$V_{пор}/ V_{ув}$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Медвежье месторождение, скв. 50									
2417,1-2440,2 (пласт $БН_5$)	9,70/2,35	0,03	0,80	0,90	5,00	15,0	0,75	-	83,3
2480,0-2504,4 (пласт $БН_7$)	7,60/2,35	0,02		0,45	9,40		1,41	-	313,3
2660,0-2677,4 (пласт $БН_{10}$)	8,70/2,35	0,03		0,77	2,40		0,36	-	46,8
2728,0-2789,0 (пласт $БН_{11}$)	5,10/2,35	0,02		0,30	1,50		0,23	-	76,7
В целом по скважине:	31,10	0,025	0,80	2,42	18,30	15,0	2,75	-	113,6
Уренгойское месторождение, скв. 739									
3462,3-3548,0 (надачимовская толща)	53,00/2,40	0,07	0,75	12,0	21,4	10,0	2,14	-	17,8
3549,3-3585,6 (ачимовская и подачимовская толщи)	8,00/2,40	0,16		4,0	25,2	10,0	2,52	-	63,0
3590,8-3604,4 (баженовская и верхняя часть георгиевской свиты)	13,60/2,25	3,13		128,0	10,0*	0,05*	0,005*	256,0	-
В целом по скважине:	74,60	-	0,75	144,0	46,6	-	4,67	-	3,2
Уренгойское месторождение, скв. 292									
3556,8-3588,5 (надачимовская толща)	6,90/2,40	0,023	0,75	0,50	18,20	10,00	1,82	-	364,0
3588,5-3630,5 (ачимовская и подачимовская толщи)	6,10/2,40	0,25		4,90	19,00	10,00	1,90	-	34,8
3730,0-3740,0 (нижневасюганская подсвита)	-	0,05		-	-	-	-	-	-
3743,5-3862,9 (верхняя часть большехетской серии)	36,0/2,30	7,90		872,20	15,80*	8,00*	1,26*	6,9	-
3909,3-3939,0 (средняя часть большехетской серии)									
В целом по скважине:	-	-	-	882,58	-	-	4,98	1,8	-

*- Значения относятся к битуминозным аргиллитам и углистым глинам

Связь значений $К_{превр\ отн}$ и концентрации ОВ ясно видна на примере *зольных углей* и *углистых аргиллитов,* а также обычных аргиллитов, в которых концентрация ОВ варьирует от 2 до 10% (скв. *292 Уренгойское* месторождение). Действительно, *зольные угли* и *углистые аргиллиты* имеют среднее значение $К_{превр\ отн}$, равное 82.8%, а ОВ, содержащееся в обычных аргиллитах, поднятых из того же интервала, характеризуются средней величиной $К_{превр\ отн}$, равной 69.2%. Иными словами, если в первых реализовалось более 80 % их первоначального нефтегенерационного потенциала, то в последних немногим менее 70 %.

Не следует забывать, что при довольно небольшом весовом содержании углистого вещества, его объемная концентрация составляет заметную величину. Это связано с тем, что его объемная плотность на много ниже того же параметра минералов, (примерно 1.20 г/см^3 и 2.66 г/см^3, соответственно). Следовательно, при равной весовой концентрации минерального и углистого материала в осадках (например, по 50 % каждого из них), объемная концентрация угля будет заметно больше, чем минеральной матрицы – примерно 69 % и 31 %, соответственно. Более того, концентрация $ОВ_{исх}$ в углях была гораздо больше, чем современное его содержание.

Отличаются эти типы пород и качеством $ОВ_{исх}$. Действительно, если в первом типе пород $К_{он\ исх}$ изменяется от 48.2 до 76.8, при среднем значении 62.6%, то есть попадает в поля, принадлежащие к I-III типам ОВ, то во втором типе тот же параметр варьирует от 15.3% до 64.2%, при средней величине, равной 31.4%, то есть попадает в поля, принадлежащие к III-V типам ОВ (см. Рисунок 5.26).

Гораздо более высокие содержания $ОВ_{исх}$ в углистых разновидностях пород и более быстрое его «созревание» обеспечивает и более высокие значения $К_э$ образовавшихся в них нафтидов. Так ОВ в этих разновидностях пород (*углистые аргиллиты* и *зольные угли*) характеризуется средней величиной $К_э$, равной 96.2%. Второй тип пород (обычные аргиллиты с невысокой концентрацией ОВ), характеризуется средней величиной $К_э$, равной 87.8 %.

Возможно, установленная разница в значениях $К_э$ для этих типов пород объясняется в значительной степени меньшей механической прочностью первого типа пород из-за высокого содержания в их составе ОВ, поэтому они сравнительно легко уплотняются, а образовавшиеся в них нафтиды энергично эмигрируют из них.

Следует обратить внимание на сравнительно невысокое значение $К_э$ в породах БС. Величина этого параметра в среднем равна 77.7%. Эта особенность $К_э$, вероятно объясняется, несколькими причинами. Возможно одной из причин является то, что в результате генерации $ОВ_{исх}$ нафтидов, возникает эпигенетичное пустотное пространство, некоторую часть которой заполняют образовавшиеся УВ и битум. Второй причиной может служить минеральный состав матрицы и, наконец третья может быть связана с кинетикой превращения $ОВ_{исх}$ в нафтиды. Например, присутствие высокого содержания биогенного кремнезема в осадках БС вызывает формирование достаточно прочного минерального каркаса, который в значтельной мере препятствует уплотнению осадочной толщи свиты, что в известной степени препятствует процессу эмиграции УВ, генерируемых ею. Следует также обратить внимание на то, что из-за высокого содержания ОВ в свите она генерирует большое количество УВ, которые «не успевают» так же быстро эмигрировать, как, например, из толщ, богатых глинистым материалом, но с низкой концентрацией ОВ.

В рассматриваемой среде (осадочные толщи) на процессы эмиграции УВ огромное влияние оказывают силы поверхностного натяжения. Это объясняется тем, что осадочные породы, особенно с высоким содержанием в их составе глинистых минералов характеризуются очень большой величиной удельной поверхности. Кроме того, терригенные отложения обладают

гидрофильным характером смачиваемости, особенно это относится к глинам и аргиллитам, в которых присутствуют самые маленькие поры, заполненные остаточной или связанной водой. Известно, что чем меньше диаметр пор, тем прочнее связана в них остаточная вода, поэтому требуются очень большие давления, чтобы её вытеснить из них. Это является главной причиной, почему породы, содержащие в своем составе много глин (20-25 % и более) не являются коллекторами, так как практически все поры, присутствующие в них заполнены связанной водой, которую из-за её прочной связи с поверхностью глинистых частиц УВ не способны вытеснить из этих пор. Именно этим объясняются их высокие экранирующие свойства, позволяющие быть надежными флюидоупорами. Даже диффузионные процессы не могут помочь молекулам УВ заполнить эти поры, вытеснив прочно связанную воду.

Более правдоподобным представляется тектоно-гидротермальный способ эмиграции УВ из нефтематеринских в коллекторские отложения путем струйной миграции по трещинам, образовавшимся в результате воздействия тектонических сил, в составе однофазного (однородного) нафтидо-гидротермального флюида [121; 122; 127; 129; 131; 146]. Струйной миграции нафтидо-водного флюида также способствует флюидоразрыв пород, который формируется из-за роста порового давления в результате возникновения, а затем и термического расширения нафтидов и поровой воды под действием высокоэнтальпийных гидротермаьлных флюидов (ВГФ), проникающих в осадки.

Именно из-за возникновения субвертикальных трещинных дислокаций происходит струйная миграция УВ (см. подразделы 1.2, 2.3, 3.2), приводящая к заполнению *неокомских* залежей и ловушек нефтью, образовавшейся в *юрских* отложениях. Объема этих УВ достаточно много, поэтому ими заполняются породы-коллекторы не только юрского возраста, но и таковые, присутствующие в нижнемеловом разрезе (см. Таблицу 5.11).

Таким образом, по результатам выполненных исследований можно заключить, что *главными генераторами нафтидов в рассматриваемом регионе являются юрские отложения, а коллекторами – неокомские осадки*.

Подведем некоторые итоги проведенной оценки емкостных и нефтегенерационных свойств отложений юрского и неокомского возраста Уренгойского и Медвежьего месторождений.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что эти осадки находятся в интервале стадий катагенеза от $МК_1$ до $МК_3$, что подтверждается результатами определения отражающей способности витринита (R^0_{vt} от 0.55 до 1.0%).

В *неокомских* осадках содержится низкокачественное (преимущественно IV и V типы) и очень малое количество ОВ. Поэтому они характеризуются очень низким генерационным потенциалом, причем самым низким генерационным потенциалом обладают отложения надачимовской пачки ($С_г$ в среднем равен всего 0.075%).

В нижнемеловых осадках самым высоким генерационным потенциалом выделяются *подачимовская* и *ачимовская* толщи, хотя и у них среднее значение $С_г$ не превышает 0,16-0.25%.

В *верхнеюрских* отложениях самым высоким генерационным потенциалом обладают осадки БС, среднее значение $С_г$ которых равно 4.5%.

В *среднеюрских* осадках наиболее высокими величинами $С_г$ характеризуются *углистые аргиллиты* (их среднее значение равно 11.3%) и *зольные угли* (средняя величина составляет 23.7%). Таким образом, обе разновидности углистых отложений генерировали больше, чем баженовские осадки (в 2.5-5.3 раза). Этот феномен объясняется двумя главными причинами. Во-первых, гораздо более высоким содержанием ОВ в обоих типах углистых отложений и, во-

вторых, его высоким генерационным потенциалом, обусловленным тем, что в его состав входят преимущественно остатки не высших (деревесных), а низших (водорослевых или сапропелевых, вероятно, озерных) органических остатков.

Величина $К_э$ при прочих равных условиях в значительной степени зависит от глубины залегания осадков. Так из пластов $БН_5$-$БН_{11}$, вскрытых скважиной 50 Медвежьего месторождения на глубине 2417-2738 м, значение $К_э$ изменяется в пределах от 3 до 62%, тогда как на глубинах около 3500 м и глубже этот параметр в среднем составляет 85-95% и даже больше. В этом же направлении (с ростом глубины залегания осадков) увеличивается и величина $К_{превр\ отн}$ – от 25-35% до 75-85% и более.

Поскольку исследовались исключительно аргиллиты, а также углисто-глинистые отложения, то есть обладающие крайне низкой проницаемостью, то прямых признаков воздействия на них гидротермальных растворов обнаружено не было. Однако значительные вариации в величинах $К_{превр\ отн}$ в соседних образцах, могут свидетельствовать об избирательном (вдоль тектонических трещин) воздействии ГФ на ОВ, входящее в рассматриваемые осадки.

На основе ранее сказанного можно предположить, что эмиграция нафтидов из нефтематеринских отложений, имеющих юрскй возраст, осуществляется по субвертикальным трещинным дислокациям, сформировавшимся в результате тектоно-гидротермального воздействия на эти осадки. Это, в свою очередь, вызывает достаточно быстрое (конечно, в масштабе геологического времени) и эффективное образование газовых и нефтяных месторождений и залежей, причем с незначительными потерями нафтидов в процессе их миграции по возникшим вертикальным трещинам первоначально в виде гомогенного водо-нефтяного флюида в неокомские отложения, где по мере охлаждения этот флюид разделяется на водную и УВ фазы, в результате чего образуются нефтяные и газовые залежи и месторождения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные в настоящей работе данные однозначно свидетельствуют об участии в формировании УВ залежей и месторождений в Западной Сибири тектоно-гидротермальных процессов, обусловленных, в свою очередь, активностью астеносферы.

В соответствии с предлагаемой моделью ВФ, проникающие по зонам тектонического дробления пород фундамента, а затем и осадочного чехла, вызванных подъемом из астеносферы магматических тел, в образующихся трещиноватых участках разуплотнения активно выщелачивают неустойчивые в этих условиях минералы, формируя в породах дополнительную вторичную пористость, в результате чего их фильтрационно-емкостные свойства резко улучшаются.

Благодаря их высокой температуре они осуществляют гидропиролиз $ОВ_{исх}$, присутствующего в составе осадков осадочного чехла, в результате чего образуются жидкие и газообразные УВ и Бит.

Гидротермальные эксперименты продемонстрировали, что в результате гидропиролиза ОВ среднеюрских отложений помимо Бит образуется большое количество жидких и газообразных УВ, причем среди последних преобладает C_5 и близкие к нему по времени удержания УВ. Таким образом, широко распространенное мнение о том, что из ОВ, входящего в состав среднеюрских осадков генерируется преимущественно метан является ошибочным. Выполненные эксперименты доказали, что в результате аквапиролиза среднеюрского $ОВ_{исх}$, наряду с метаном, образуется большое количество его гомологов.

Возможность образования нефти в результате гидропиролиза $ОВ_{исх}$, входящего в состав БС, также была доказана и другими учеными [240].

Проведенные исследования показали, что нефтяные залежи в кровельной части ДК образуются главным образом за счет воздействия высокоэнтальпийных флюидов (ВФ) на базальные юрские отложения, содержащие повышенные концентрации $ОВ_{исх}$. В рассмотренных примерах породы, входящие в состав фундамента, практически не участвуют в процессах нефтегазогенерации. Это объясняется крайне низким содержанием ОВ в их составе, которое в подавляющем большинстве случаев в результате жестких термодинамических условий, в которых оно побывало, превратилось в карбонизированный инертный остаток или даже в графит.

Проведенные исследования, включая гидротермальное моделирование, позволили уточнить типы пород в составе ДК, в которых возможно образование вторичных коллекторов и, соответственно, УВ залежей. Поэтому необходимо по данным исследований литологического состава керна, поднятого из ДК, составить карту вещественного состава пород фундамента, которую можно будет использовать с целью прогноза перспектив нефтегазоносности пород, входящих в его состав.

Из дистанционных методов прогноза зон распространения вторичных коллекторов в породах доюрского комплекса (ДК) наиболее эффективным является сейсморазведка. Особенно хорошие результаты этот метод дает при разведке вторичных коллекторов в кремнистых известняках, в которых в результате тектоно-гидротермального воздействия формируются высокоемкие гидротермальные силициты (ГС). Этот метод наверняка может быть использован при поисках вторичных коллекторов и в других типах пород ДК, поскольку известно, что это должны быть трещиноватые с повышенной величиной пористости породы, что обязательно должно повлиять на скорость распространения сейсмических волн и качество записи отраженных волн в таких участках.

Проведенные комплексные литолого-петрофизические и геохимические исследования образцов, отобранных из юрских отложений, доказали, что тектоно-гидротермальные процессы имеют широкое распространение в этих отложениях и что они оказывают значительное влияние на изменения их минерального состава, фильтрационно-емкостных и других петрофизических свойств, а также на процессы нафтидогенеза в юрских осадках.

В результате воздействия ГФ на различные типы пород юрского возраста, в них формируется вторичная пористость за счет растворения неустойчивых минералов, представленных, в первую очередь, плагиоклазами и карбонатами, а также вследствие превращения исходного ОВ в Бит и жидкие, а также газообразные УВ.

Эксперименты с гидротермальными растворами различного состава позволили установить равновесные минеральные ассоциации, образующиеся при различных температурах. Эти эксперименты подтвердили, что самыми неустойчивыми минералами при воздействии гидротерм являются плагиоклазы, пирит и карбонаты, а из последних, в первую очередь, доломит. Именно в результате их растворения ГФ формируется вторичная пористость и происходит окремнение исходных полимиктовых пород вплоть до возникновения мономиктовых чисто кварцевых пород-коллекторов, как, например, пласты $ЮК_{10-11}$ Талинского месторождения или ГС, образующиеся по исходным кремнистым известнякам.

При прогнозе перспективных участков для поисков УВ месторождений в осадочном чехле также наиболее эффективным инструментом являются результаты сейсморазведочных работ. Но в отличие от поисков УВ залежей в ДК, в этом случае необходимо привлечение тектонофизического моделирования с целью выявления зон разуплотнения и вторичной (тектоногенной) трещиноватости, в пределах которых формируются породы-коллекторы с высокими ФЕС.

Наиболее подробно изучены отложения БАК, относящиеся, как и ДК, к категории пород, содержащих ТРИЗы. Убедительно доказано, что коллекторы в этих отложениях образовались в результате тектоно-гидротермального воздействия (ТГВ) на так называемые потенциально продуктивные породы (ППП), представленные кремнистыми и карбонатными разновидностями, которые в результатае этого воздействия превращаются в продуктивные породы (ПП).

При осуществлении регионального прогноза нефтегазоносности БАК использован набор критериев, из которых наиболее важными являются значения современных пластовых температур, наличие ППП и качество флюидоупоров, способных сохранить возникшие УВ залежи в этих отложениях.

Но даже в пределах, выделенных при региональном прогнозе перспективных площадей, далеко не каждая из пробуренных на БАК скважин является продуктивной. Поэтому необходимо выполнение дополнительно к региональному ещё и локального прогноза, который включает в себя решение двух задач. Во-первых, построение карты распространения и мощности ППП в выбранном участке и, во-вторых, на основе комплексирования данных сейсморазведочных работ и выполненного на их основе тектонофизического моделирования, выделить зоны тектоно-гидротермального воздействия на эти отложения, в пределах которых сформировались вторичные (эпигенетичные) трещинно-кавернозный и трещинный коллекторы, заполнившиеся «автохтонной» нефтью, образовавшейся в результате гидропиролиза $ОВ_{исх}$, входившего в состав БС.

Тектоно-гидротермальные процессы отмечаются также и в меловых отложениях, однако в этих породах их воздействие отличается от такового, наблюдаемого в осадках юрского возраста.

Так в меловых отложениях не встречены зоны окремнения, что, скорее всего, обусловлено тем, что к моменту попадания ГФ в эти отложения, величина их pH заметно увеличилась, и они из кислых превратились в нейтральные или даже слабощелочные.

Кроме того, в меловых отложениях отсутствуют зоны «осветлённых» пород. Этот феномен можно объяснить тем, что присутствовавший в составе ГФ кислород был израсходован на окисление богатых ОВ отложений юрского возраста, а также тем, что в меловых отложениях из-за низкого содержания в них органики эти процессы просто не заметны на фоне их достаточно светлого цвета.

В юрских отложениях среди эпигенетических глинистых минералов, имеющих гидротермальный генезис, преобладают Кт и диккит, а Хл отсутствует, в то время как в меловых отложениях, напротив, плёночный Хл часто является преобладающим глинистым минералом в поровом пространстве песчаников.

В меловых осадках гораздо чаще, чем в юрских, встречаются редкоземельные минералы гидротермального происхождения.

Юрские отложения, особенно нижнеюрского возраста, в большинстве случаев находятся в зоне сжатия, распространяющейся от растущих из фундамента антиклинальных блоков, а меловые, напротив, - в зоне разуплотнения, формируемой ими на некотором удалении от их вершины. Поэтому УВ, генерированные преимущественно юрскими осадками (главным образом, БС) по зонам дробления, распространяющимся по направлению вверх от этих поднятий. В составе сверхкритических ГФ, они переносятся в зоны разуплотнения, формирующиеся в меловых осадках, и образуют крупные залежи нафтидов именно в них [117; 119].

В юрских осадках в описываемых тектонически активных зонах возникают тонкие субвертикальные (иногда S-образные) трещины сколово-сдвигового типа с небольшой раскрытостью, а в меловых формируются преимущественно трещины отрыва с гораздо большей шириной зияющих трещин, что способствует активной миграции образовавшихся в юрских осадках УВ в породы-коллекторы мелового возраста.

Одним из наиболее важных фактов, установленных в результате проведения гидротермальных экспериментов с участием углекислоты, является то, что при высоких температурах, начиная примерно с 275 ^{o}C и выше, она начинает проявлять свойства окислителя, то есть разлагается на CO и O_2. Окисление ОВ, входящего в состав, например, базальных юрских отложений, вызывает их осветление и образование дополнительного количества CO.

На обязательное участие метана в образовании нефти из $ОВ_{исх}$ указывают исследования изотопного состава углерода, входящего в её состав, на что обращал внимание академик Э.М. Галимов [49]. Действительно, содержание легкого изотопа C^{12} в липидах, обладающих максимальной его концентрацией, и которые считаются «органиками» главным источником образующейся нефти, заметно меньше, чем в битумоидах и собственно в самой нефти. Поэтому без участия метана, обладающего максимальной концентрацией легкого изотопа углерода, в генезисе нефти из $ОВ_{исх}$ обойтись невозможно. Кроме того, участие метана в процессе образования нефти из $ОВ_{исх}$, по его мнению, устраняет ощутимый недостаток водорода в исходном липидном веществе по сравнению с его содержанием в нефти [49]. Он предполагал, что взаимодействие метана с $ОВ_{исх}$ могло происходить на стадии литогенеза. Однако, нельзя исключить возможность участия в образовании нефти термогенного метана и метана с водородом, растворенных в гидротермальном флюиде [44; 69-73; 156; 160; 211; 221; 244; 202-204; 300; 325].

Предложенная оригинальная методика оценки генерационных свойств различных типов ОВ, содержащихся в разновозрастных осадках Западно-Сибирского НГБ, основой которой являются результаты пиролитических исследований в комплексе с методом материального баланса, позволила оценить количество образовавшихся и эмигрировавших нафтидов, а также начальный и современный генерационный потенциалы этих типов ОВ. Кроме того, установлено, что в участках, подвергавшихся тектоно-гидротермальному воздействию, кинетика термического созревания $ОВ_{исх}$ отличается от таковой на территориях с фоновым геотермическим градиентом, что необходимо учитывать при расчете генерационных параметров $ОВ_{исх}$.

В заключение отметим, что, судя по форме устьев рек Оби, Таз, Енисея (в виде губ), впадающих в Карское море, наблюдается опускание этой территории. Поэтому, исходя из результатов тектонофизического моделирования, можно предположить, что под Карским морем располагается огромное магматическое тело, которое постепенно поднимается вверх, формируя над собой громадную зону разуплотнения (просадки), в которую по образовавшимся над ним в породах фундамента и осадочного чехла субвертикальным трещинам устремляются высокоэнтальпийные флюиды, содержащие в своем составе (наряду с неуглеводородными компонентами) метан и его гомологи. В случае наличия в осадочном чехле этого региона пород-коллекторов в них возможно формирование крупных залежей УВ, представленных преимущественно биогенным «метоксильным» [318] с примесью термогенного и ювенильного (в составе гидротермальных флюидов) метана, изолированных надежным флюидоупором – толщей вечномерзлых пород, включая осадки, поры в которых заполнены газовыми гидратами.

Основные научные и практические результаты диссертационной работы

1. Получены новые данные о литологическом составе и петрофизических свойствах различных типов пород, слагающих верхнюю часть доюрского комплекса (ДК) и мезозойский чехол Западнго-Сибирского бассейна.

2. Доказано на основе собранной литолого-петрофизической информации, что в формировании УВ залежей в ДК и осадочном чехле Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна активное участие принимали тектоно-гидротермальные процессы (ТГП).

3. Путем экспериментального гидротермального моделирования восстановлен механизм формирования вторичных коллекторов, получивших название гидротермальные силициты (ГС), образующихся в кровельной части ДК по исходным кремнистым известнякам в результате растворения кислыми гидротермальными флюидами карбонатов, входящих в их состав и кристаллизацией из биогенного кремнезема мелкокристаллического кварца, слагающего образовавшийся ГС. Обоснованы наиболее вероятные температуры и состав природных гидротермальных флюидов (ГФ), принимавших участие в образовании этого и других типов вторичных коллекторов в составе ДК. Приведен пример оценки прогнозных геологических ресурсов в ГС.

4. Доказано, что источниками нефти, насыщающей залежи в кровельной части ДК, являются преимущественно базальные юрские отложения с высоким содержанием ОВ (углистые аргиллиты и малозольные угли, реже баженовская свита и её лито-стратиграфические аналоги, а также в меньшей степени УВ, входящие в состав гидротермальных флюидов.

5. Разработана и запатентована методика выделения перспективных для поисков УВ залежей участков (зон трещиноватости и разуплотнения) в осадочном чехле, используя данные сейсморазведки и выполненного на их основе тектонофизического моделирования.

6. Обоснован набор критериев и методических приемов, позволивших осуществить региональный и локальный прогнозы нефтегазоносности БАК. Выполнен прогноз зон трех категорий продуктивности в БАК в пределах Пальяновской, Ем-Еговской, Камынской, Восточно-Каменной площадей, Маслиховского, Славинского, Кальчинского, Северо-Даниловского месторождений, Назымского, Галяновского, Лебяжьего и Итьяхского ЛУ с подтверждаемостью сделанных прогнозов от 76 до 100%. Приведен пример оценки геологических ресурсов УВ на участке сейсморазведочных работ 3Д Ем-Еговской площади.

7. Разработана оригинальная методика определения нефтегазогенерационных свойств отложений на основе модифицированного метода материального баланса и данных пиролитических исследований, с помощью которой выполнена количественная оценка образовавшихся нафтидов в разновозрастных отложениях, включая главную нефтематеринскую толщу - баженовскую свиту, в пределах нескольких участков Западно-Сибирского осадочного бассейна.

8. Впервые на основе экспериментального гидротермального моделирования доказано, что при достаточно высоких температурах CO_2 приобретает свойства окислителя, разлагаясь на O_2 и CO, что с одной стороны вызывает формирование зон осветления в породах, содержащих в своем составе ОВ, а с другой, можно предположить, что образующаяся окись углерода, реагируя с водородом, поступающим в составе гидротермальных флюидов, способна участвовать в генерации УВ (природный процесс Фишера-Тропша).

Для успешного и эффективного решения задач поиска, разведки и разработки УВ месторождений необходимо в практику работ специалистов нефтегазовых предприятий внедрять разработанные автором методы прогноза перспективных зон, основанные на данных сейсморазведки и выполненного на их основе тектонофизического моделирования, а также модифицированный метод материального баланса в комплексе с результатами пиролитических исследований.

Дальнейшее развитие и совершенствование предложенного автором метода прогноза перспективных зон развития вторичных коллекторов и УВ залежей на основе комплексирования данных сейсморазведки и результатов тектонофизического моделирования предполагает использование трехмерных тектоно-седиментационных моделей с применением 3D принтеров для построения структурных моделей по ОГ А.

С целью выделения перспективных участков для поисков и разведки УВ залежей и месторождений в ДК и осадочном чехле ЗСБ следует использовать результаты литолого-петрофизических исследований пород и сейсмические данные.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ

АВПД – аномально высокие пластовые давления

Ам. кр – аморфный кремнезём

Анг – ангидрит

Анк – анкерит

АС – абалакская свита

БАК – бажено-абалакский комплекс

Бит - битум

БС – баженовская свита

ВФ – высокоэнтальпийные флюиды

Гем – гематит

ГИС – геофизические исследования скважин

ГС – гидротермальные силициты

ГФ – гидротермальные флюиды

ДК – доюрский комплекс

Дл – доломит

ЗСБ – Западно-Сибирский бассейн

Ил - иллит

Кв – кварц

КИ – кремнистый известняк

Кт – каолинит

Кц – кальцит

$К_{он\ исх}$ – исходное значение коэффициента остаточной нефтегенерации

$К_{превр\ отн}$ – коэффициент относительного превращения исходного ОВ ($ОВ_{исх}$) в нафтиды

$К_{э}$ – коэффициент эмиграции

НГБ – нефтегазоносный бассей

НГМТ – нефтегазоматеринская толща

НГО – нефтегазоносная область

ОВ – органическое вещество

$ОВ_{исх}$ – исходное органическое вещество

ОГ – отражающий горизонт

Пи – пирит

ПП – продуктивный пласт

ППП – потенциально продуктивный пласт

$Р_{пл}$ – пластовое давление

Сид – сидерит

$С_{орг}$ – органический углерод

ТГВ – тектоно-гидротермальное воздействие

ТГП – тектоно-гидротермальные процессы

$Т_{пл}$ – пластовая температура

ТРИЗ – трудноизвлекаемые запасы

УВ - углеводороды

УФ – ультрафиолетовый

ФЕС – фильтрационно-емкостные свойства

Хл – хлорит

EMOG/D – равновесие энстатит-магнезит-оливин-графит/алмаз

f_{H_2} – фугитивность водорода

f_{O_2} – фугитивность кислорода

Fe-Хл – железистый хлорит

IW – равновесие Fe-FeO

ММО – равновесие Mo-MoO_2

S^o – самородная сера

SiC-SiO_2-C – равновесие карбид кремния – кварц - углерод

R^o_{vt} – отражательная способность витринита

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ И ЛИТЕРАТУРЫ

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. А. с. 1485857 СССР, МКИЗ G 01 V 9/00. Способ оценки потенциальных ресурсов углеводородов, образовавшихся в битуминозных сланцах / М.Ю. Зубков. – № 4257686 / 24–25 ; заявл. 08.06.87 ; опубл. 08.02.89. – 3 с.
2. Акрамходжаев А.М. Нефть и газ – продукты преобразования органического вещества / А.М. Акрамходжаев. – Москва : Наука, 1982. – 761 с.
3. Алексеев Ф.А. Изотопный состав углерода газов биохимического происхождения / Ф.А. Алексеев, В.С. Лебедев, В.М. Овсянников // М. : Недра. – 1973. – 89 с.
4. Амикс Д. Физика нефтяного пласта / Д. Амикс, Д. Басс, Р. Уайтинг. – Москва : Гостоптехиздат, 1962. – 572 с.
5. Астахов С.М. Геореактор. Алгоритмы нефтегазообразования / С.М. Астахов. – Ростов-на–Дону : Контики, 2015. – 256 с.
6. Баженова Е.К. Оценка ресурсов УВ битуминозных толщ нефтегазоносных бассейнов России // Геология нефти и газа, 2017, № 5, с. 37-49.
7. Баженова О.К., Бурлин Ю.К., Соколов Б.А., Хаин В.Е. Геология и геохимия нефти и газа. М.: Изд-во Моск. ун-та. 2004. 415 с.
8. Баженовский горизонт Западной Сибири / Брадучан Ю.В., Гольберт А.А., Гурари Ф.Г. [и др.] ; под ред. В.С. Вышемирский. – Тр. ИГиГ СО АН СССР. – Вып. 649. – Новосибирск : Наука, 1986. – 216 с.
9. Балицкий В.С. Аккумуляция кремнезёма в гидротермальных растворах / В.С. Балицкий, Е.И. Зубкова // Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма ; отв. ред. С.И. Набоко. – Новосибирск : Наука, 1974. – С. 114 – 119.
10. Барсуков В.Л. О природе нефти из палеозойских отложений Ханты-Мансийской впадины Западной Сибири / В.Л. Барсуков, Э.М. Галимов, Н.В. Лопатин и др. // Докл. АН СССР. – 1985. – Т. 283, № 1. – С. 184 – 187.
11. Батурин Г. Н. Уран в современном морском осадкообразовании / Г. Н. Батурин. – Москва : Атомиздат, 1975. – 152 с.
12. Бгатов В.И. История кислорода земной атмосферы / В.И. Бгатов. – Москва : Недра, 1985. – 87 с.
13. Бейтс Т. Выявление корреляционных связей органического углерода и значений каротажа в высокоуглеродистых формациях / Т. Бэйтс, Э. Строл // Материалы II Междунар. конф. по использованию атомной энергии в мирных целях. – Москва : Госатомиздат. – 1959. – Т. 8. – С. 93 – 99.
14. Белоусов В.В. Экспериментальная тектоника / В.В. Белоусов, М.В. Гзовский. – Москва : Недра, 1964. – 118 с.
15. Бембель Р.М. Геосолитонная модель формирования залежей углеводородов на севере Западной Сибири / Р.М. Бембель, В.М. Мегеря, М.Р. Бембель // Геофизика. – 2010. - № 6. - С. 9-17.
16. Бердников Н.В. Состав флюидов в минералах глубинных метаморфических и магматических пород дальнего востока в связи с проблемой происхождения нефти / Н.В. Бердников, Ю.А. Косыгин, В.В. Лапковский // Геология. – 1980. – Т. 254, №4. – С. 953 – 956.
17. Бескровный Н.С. Закономерности распределения углеводородных газов в современных гидротермальных системах Камчатки / Н.С. Бескровный, В.А. Лобко //

Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности. – Москва : Наука, 1977. – С. 110 – 119.

18. Бескровный Н.С. Геологические и геохимические особенности проявления нефти в современных гидротермальных системах геодинамических поясов / Н.С. Бескровный // Влияние эндогенных факторов на формирование залежей нефти и газа. – Тр. ВНИГРИ. Л., 1978. – С. 3 – 33.

19. Бескровный Н.С. Прогресс в исследованиях по неорганическому происхождению нефти и газа / Н.С. Бескровный // Дегазация Земли и геотектоника: Тез. докл. II Всесоюзн. совещ. – Москва : Наука, 1985. – С. 76 – 78.

20. Богородская Л.И. Кероген. Методы изучения, геохимическая интерпретация / Л.И. Богородская, А.Э. Конторович, А.И. Ларичев. – Новосибирск : СО РАН, филиал «Гео», 2005. – 254 с.

21. Бойцов В.К. Геология месторождений урана. М.: Недра. 1989. – 302 с.

22. Бондаренко П.М. Сдвиги и зоны скалывания в тектонических полях напряжений / П.М. Бондаренко, И.В. Лучицкий // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии ; ред. И.В. Лучицкий, П.М. Бондаренко. – Москва : Наука, 1985. – С. 159 – 182.

23. Борисов М.В. Геохимические и термодинамические модели жильного гидротермального рудообразования / М.В. Борисов. – Москва : Научный Мир, 2000. – 360 с.

24. Боркун Ф.Я. Характеристика карбонатных пород и конкрециеносность баженовской свиты Салымского месторождения / Ф.Я. Боркун, В.П. Сонич, В.Я. Чухланцева, М.Ю. Зубков // Конкреционный анализ углеродсодержащих формаций : сб. научн. тр. – Тюмень : ЗапСибНИГНИ, 1985. – С. 63 – 69.

25. Бородкин В.Н. Характеристика палеогеографии юрско-неокомских отложений Западной Сибири, литологического состава, коллекторских свойств пород и влияние тектоно-гидротермальных процессов на их параметры / В.Н. Бородкин, О.А. Смирнов, А.В. Лукашов, М.Ю. Зубков, К.А. Галинский, А.А. Тепляков // Тюмень. Вектор Бук. 2024. 280 с.

26. Бочкарев В. С. Структурно-формационные зоны доюрского основания Западно-Сибирской платформы и их нефтегазоносность / В. С. Бочкарев // Осадочные формации и их нефтегазоносность. – Москва, 1978. – С. 36 – 37.

27. Бочкарев В. С. Новые аспекты нефтеобразования и геодинамики в свете изотопно-геохимических исследований цирконов на примере Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции / В. С. Бочкарев, А. М. Брехунцов, А. Р. Курчиков // Горные Ведомости. – 2010. – № 6. – С. 30 – 42.

28. Бочкарев В. С. Эндогенный фактор нефтеобразования в Западной Сибири / В. С. Бочкарев, А. М. Брехунцов, И. В. Касьянов // Геология нефти и газа. – 2020. – № 1. – С. 101–111.

29. Брехунцов А.М., Нестеров И.И. (мл.), Нечипорук Л.А. Битуминозные глинистые отложения баженовского горизонта – приоритетный стратегический объект нефтедобычи в Западной Сибири // Георесурсы, геоэнергетика, геополитика, 2014, № 2, с. 1-8.

30. Брехунцов А.М., Нестеров И.И. (мл.), Нечипорук Л.А. Трудноизвлеваемые запасы и нетрадиционные объекты УВ-сырья Западной Сибири // Недропользование XXI век. - 2017, июль. – с. 54-63.

31. Бурштейн Л.М., Жидкова Л.В., Конторович А.Э., Меленевский В.Н. Модель катагенеза органического вещества (на примере баженовской свиты)// Геология и геофизика. 1997. т. 38 (6), с. 1070-1078.

32. Бурштейн Л.М., Дешин А.А., Парфенова Т.М., Ярославцева Е.С., Козырев А.Н., Сафронов П.И. Кинетические характеристики керогенов куонамского комплекса нижнего и

среднего кембрия Сибирской платформы. Геология и геофизика. 2023, т. 65. № 1. С. 133-150. DOI: 10.15372/GiG2023187, END: AIINAG.

33. Бушнев Д.А., Бурдельная Н.С., Гончаров И.В., Самойленко В.В., Веклич М.А. Сопоставление органического вещества средневолжских сланцев Восточно-европейской платформы и баженовской свиты по молекулярным и изотопным данным // ДАН, 2018, т. 480, № 2, с. 195-199.

34. Валяев Б. М. Изотопное обоснование глубинного генезиса углеводородов / Б. М. Валяев // Дегазация Земли и геотектоника. – Москва : Наука, 1985. – С. 83 – 88.

35. Варламов А.И., Петерсилье В.И., Пороскун В.И., Фортунатова Н.К., Комар Н.В., Швец-Тэнэта-Гурий А.Г. Временные методические рекомендации по подсчету запасов нефти в доманиковых продуктивных отложениях // Недропользование XXI век, 2017а, № 4, с. 102-115.

36. Варламов А.И., Петерсилье В.И., Пороскун В.И., Фортунатова Н.К., Комар Н.В., Швец-Тэнэта-Гурий А.Г. Методика оценки запасов нефти в отложениях доманикового типа // Геология нефти и газа. 2017б, № 5, с. 51-65.

37. Варламов А.И., Мельников П.Н., Пороскун В.И., Фортунатова Н.К., Петерсилье В.И., Иутина М.М., Дахнова М.В., Виценовский М.Ю., Канев А.С., Соболева Е.Н., Шаломеенко А.В. Результаты изучения и перспективы освоения нетрадиционных залежей нефти в высокоуглеродистых карбонатно-кремнистых отложениях доманиковой формации Волго-Уральской провинции // Геология нефти и газа. 2020. № 6. С. 33-52.

38. Вассоевич Н.Б. Теория осадочно-миграционного происхождения нефти (исторический обзор и современное состояние) / Н.Б. Вассоевич // Изв. АН СССР. Сер. Геология. – 1967. – № 11. – С.137 – 142.

39. Вассоевич Н. Б. Главная фаза нефтеобразования / Н. Б. Вассоевич // Вестник МГУ. Сер.5. Геология. – 1969. – № 6. – С. 3 – 27.

40. Вассоевич Н.Б. Новые исследования в области диагностики нефтепроизводящих отложений и оценки прогнозных запасов нефти и газа объемно-генетическим методом / Н.Б. Вассоевич, А.А. Трофимук, А.Э. Конторович, С.Г. Неручев // Геология и разведка нефтяных и газовых месторождений. – Москва : Недра, 1970. – С. 61 – 81.

41. Вассоевич Н.Б. Исходное вещество для нефти и газа. // Происхождение нефти и газа и формирование их месторождений. М.: Недра. – 1972. – с. 39-70.

42. Вассоевич Н.Б. Нефтематеринский потенциал и его реализация в процессе литогенеза / Н.Б. Вассоевич, Н.В. Лопатин // Ресурсы энергетического сырья. Горючие ископаемые ; под ред. В.В. Семеновича. – Москва : Наука, 1980. – С. 71 – 94.

43. Вертикальная и латеральная миграция поровых флюидов в юрском комплексе Красноленинского свода / М.Ю. Зубков, О.В. Бакуев, С.В. Дворак, [и др.] // Физико-литологические особенности и коллекторские свойства продуктивных горизонтов Западной Сибири : Сб. научн. тр. ЗапСибНИГНИ – Тюмень, 1988. – С. 68 – 77.

44. Войтов Г.И. Водородное дыхание Земли как отражение особенностей геологического строения и тектонического развития ее мегаструктур / Г.И. Войтов, Д.Г. Осика // Труды Геологического Института Махачкалы. – 1982. – 26. – С. 7 – 29.

45. Волков В.А., Олейник Е.В., Оксенойд Е.Е., Сидоров А.А. Строение и генерационный потенциал баженовской свиты на территории центральной части Западной Сибири // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири, 2016б, № 3, с. 79-98.

46. Волков В.А., Вторушина Э.А., Козлов И.В. Оценка пористости пород баженовской свиты. Недропользование XXI век. – 2020. - № 1(83). – С. 36-45.

47. Волков В.А. Курсом на баженовскую свиту. Нефтегазовая вертикаль. – 2013. - № 12(313). – С. 26-29.

48. Волков В.А. Еще раз об оценке пористости пород баженовской свиты. Недропользование XXI век. – 2020. - № 2а(85). – С. 110-114.

49. Галимов Э.М. Геохимия стабильных изотопов углерода / Э.М. Галимов. – Москва : Недра, 1968. – 226 с.

50. Галушкин Ю.Н. Моделирование осадочных бассейнов и оценка их нефтеносности / Ю.Н. Галушкин. – Москва : Научный мир, 2007. – 456 с.

51. Гаррелс Р.М. Растворы, минералы, равновесия / Р.М. Гаррелс, Ч.Л. Крайст. – Москва : Мир, 1968. – 318 стр.

52. Генерация битумоидов и формирование ёмкостного пространства в отложениях баженовской свиты / М.Ю. Зубков, В.А. Ершов, И.А. Прямоносова [и др.] // Научно-технический прогресс при поисках и освоении нефтяных и газовых месторождений Западной сибири : Сб. научн. тр. ЗапСибНИГНИ. – Тюмень, 1984. – Вып 63. – С. 16 – 21.

53. Геологический словарь Т. 1. / ред. А.Н. Криштофович. – Москва : Недра, 1978. – 486 с.

54. Геология нефти и газа Западной Сибири / А.Э. Конторович, И.И. Нестеров, Ф.К. Салманов [и др.]. – Москва : Недра, 1975. – 680 с.

55. Геохимические особенности процессов нефте- и газообразования в отложениях баженовской свиты Западно-Сибирской низменности / С.Г. Неручев, Е.А. Рогозина, И.А. Зеличенко [и др.] // Изв. АН СССР : Сер. Геология. – 1980. – № 2. – С. 5 – 16.

56. Гзовский М.В. Основы тектонофизики / М.В. Гзовский. – Москва : Наука, 1975. – 536 с.

57. Гидротермальные процессы в шеркалинской пачке Талинского месторождения (Западная Сибирь). АН СССР / М.Ю. Зубков, С.В. Дворак, Е.А. Романов, В.Я. Чухланцева // Литология и полезные ископаемые. – 1991. – № 3. – С. 122 – 132.

58. Гольдберг В.М. Проницаемость и фильтрация в глинах / В.М. Гольдберг, Н.П. Скворцов. – Москва : Недра, 1986. – 162 с.

59. Гончаров И.В. Геохимия нефтей Западной Сибири. – М: Недра. – 1987. – 181 с.

60. Гончаров И.В., Коробочкина В.Г., Обласов Н.В., Самойленко В.В. Природа углеводородных газов юго-востока Западной Сибири. // Геохимия. – 2005. - № 8. – с. 892-898.

61. Гончаров И.В., Самойленко В.В., Обласов Н.В., Носова С.В. Снижение рисков при поисках нефти. // Нефтяное хозяйство. – 2006. - № 8. – с. 28-33.

62. Гончаров И.В., Фадеева С.В., Самойленко В.В., Обласов Н.В., Веклич М.А. Роль различных видов миграции углеводородов в формировании залежей нефти и газа в Западной Сибири (на основе геохимических данных). // Нефтяное хозяйство. – 2016. - № 4. – с. 12-17.

63. Гончаров М.А. Введение в тектонофизику / М.А. Гончаров, В.Г. Талицкий, Н.С. Фролова. – Москва : КДУ, 2005. – 496 с.

64. Горбунов В.Ю. Термодинамическое моделирование полей преобладания различных комплексов урана в водных растворах / В.Ю. Горбунов // Химия урана. – Москва : Наука. – 1981. – С. 43 – 52.

65. Готтих Р.П. Радиоактивные элементы в нефтегазовой геологии. М.: Недра. – 1989. – 254 с.

66. Гурари Ф.Г. Формирование залежей нефти в аргиллитах баженовской свиты Западной Сибири / Ф.Г. Гурари, И.Ф. Гурари // Геология нефти и газа. – 1974. – № 5. – С. 36 – 40.

67. Гурари Ф.Г. Об условиях накопления и нефтеносности баженовской свиты Западной Сибири / Г.Ф. Гурари // Тр. СНИИГГиМС. – Новосибирск. – 1979. – Вып. 271. – С. 153 – 160.

68. Гурари Ф.Г. Региональный прогноз промышленных скоплений углеводородов в доманикитах / Ф.Г. Гурари // Геология нефти и газа. – 1984. – № 2. – С. 1 – 5.

69. Гуревич М.Г. Водород в природных газах и его возможная роль в образовании нефтяных углеводородов / М.Г. Гуревич // Генезис нефти и газа. – Москва : Недра, 1967. – С. 166 – 171.

70. Гуцало Л.К. О разгрузке метана в водах термальных источников Камчатки / Л.К. Гуцало // Геохимия. – 1980. – № 3. – С. 351 – 358.

71. Дахнова М.В., Можегова С.В., Назарова Е.С., Пайзанская И.Л. Оценка запасов «сланцевой нефти» с использованием геохимических параметров // Геология нефти и газа, 2015, № 4, 2015, № 4, с. 55-61.

72. Дорофеева Т.В., Краснов С.Г., Лебедев Б.А. и др. Коллекторы нефти баженовской свиты ЗападнойСибири. Л.: Недра, 1983. – 131 с.

73. Дымкина Л.Г. Спонтанные газы кальдеры Узон (Камчатка) / Л.Г. Дымкина // Геология и геофизика. - 1986. - № 12. - С. 22-28.

74. Евсеева Л.С. Восстановление урана природными органическими веществами / Л.С. Евсеева // Химия урана. – Москва : Наука, 1981. – С. 52 – 57.

75. Ермаков В.И. Тепловое поле и нефтегазоносность молодых плит / В.И. Ермаков, В.А. Скоробогатов. – Москва : Недра, 1986. – 222 с.

76. Ермаков В.И. Термоглубинные условия газонефтеносности юрских отложений северных районов Западной Сибири / В.И. Ермаков, В.А. Скоробогатов // Геология нефти и газа. – 1988. – № 11. – С. 17 – 22.

77. Жеро О.Г., Смирнов Л.В., Сурков В.С. О перспективах нефтегазоносности доюрского фундамента Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика, 1968 (11), с. 3-11.

78. Журавлев Е.Г. Кора выветривания фундамента и ее влияние на формирование перспективных горизонтов Западной Сибири / Е.Г. Журавлев, Т.А. Лапинская; Тр. МИНХиГП. – Москва : Недра. – 1976. – вып. 112. – 170 с.

79. Закономерности размещения залежей нефти и газа в фундаменте Западно-Сибирской плиты / В. С. Сурков, Л. В. Смирнов, А. Е. Еханин [и др.] // Нефтегазоносность фундамента осадочных бассейнов. – Москва : Недра, 2002. – С. 132 – 143.

80. Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г., Эдер В.Г. Некоторые аспекты формирования баженовской свиты в центральных районах Западно-Сибирского осадочного бассейна. Литосфера. – 2005. - № 4. – с. 118-135.

81. Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г., Меленевский В.Н., Давыдов Д.Ю. О двух вещественно-генетических типах черных сланцев баженовской свиты // Докл. РАН. – 1999. – т. 368. - № 1. – с. 91-94.

82. Запивалов Н.П. Геолого-геохимические предпосылки открытия залежей нефти и газа в палеозое юга Западной Сибири / Н.П. Запивалов, И.И. Плуман // Тр. СНИИГГиМС. – Новосибирск, 1977. – Вып. 255. – С. 39 – 45.

83. Запивалов Н.П. Нефтегазоносность фундамента Западной Сибири / Н.П. Запивалов // Горные ведомости. – Тюмень : ОАО «СибНАЦ», 2004. – С. 3 – 11.

84. Захаров В.А., Сакс В.Н. Баженовское (волжско-берриасское) море Западной Сибири. М.: 1983, Наука, с. 5-32.

85. Зорькин Л.М. Геохимия газов пластовых вод нефтегазоносных бассейнов / Л.М. Зорькин // – М. : Недра. - 1973. – 404 с.

86. Зубков М.Ю. Геохимия пород баженовской свиты / М.Ю. Зубков, Н.А. Доронина // Доманикиты Сибири и их роль в нефтегазоносности : Сб. научн. тр. СНИИГГиМС – Новосибирск, 1982. – С. 68 – 76.

87. Зубков М.Ю. Условия образования залежей нефти в баженовской свите : диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук / М.Ю. Зубков. – Тюмень, 1984. – 230 с.

88. Зубков М.Ю. Геологические и литолого-геохимические критерии промышленной нефтеносности отложений баженовской свиты Западной Сибири / М.Ю. Зубков, В.П. Сонич, О.Г. Зарипов // Проблемы нефтеносности баженовской свиты Западной Сибири : Сб. научн. тр. ИГиРГИ. – Москва, 1986.

89. Зубков М.Ю. Вещественный состав и условия образования пород баженовской свиты Салымского месторождения. АН СССР / М.Ю. Зубков, В.В. Мормышев // Литология и полезные ископаемые. – 1987. – № 2. – С. 73 – 80.

90. Зубков М.Ю. Кероген черных сланцев – источник вторичной пористости / М.Ю. Зубков // Геохимия сложнопостроенных месторождений нефти и газа : Сб. научн. тр. ЗапСибНИГНИ. – Тюмень, 1988. – С. 62 – 71.

91. Зубков М.Ю. Нефте- и газогенерационный потенциалы баженовской свиты / М.Ю. Зубков, И.А. Прямоносова // Геохимия. – 1988. – № 3. – С. 386 – 392.

92. Зубков М.Ю. Органическое вещество баженовской свиты / М.Ю. Зубков, Н.М. Зубарева, А.Х. Сайфуллина // Геология нефти и газа. – 1988. – № 5. – С. 19 – 25.

93. Зубков М.Ю. Гидротермальные вторичные коллекторы в черных сланцах / М.Ю. Зубков, Т.А. Федорова //Геология нефти и газа. – 1989. – № 6. – С. 71 – 79.

94. Зубков М.Ю. Критерии оценки региональных перспектив нефтеносности баженовской свиты / М.Ю. Зубков // Нефтяное хозяйство. – 1989. – № 5. – С. 26 – 30.

95. Зубков М.Ю. Гидротермальные силициты – перспективный нефтегазопоисковый объект доюрского фундамента Западно-Сибирской плиты / М.Ю. Зубков // Геология и нефтегазоносность нижних горизонтов чехла Западно-Сибирской плиты : Сб. научн. тр. СНИИГГиМС. – Новосибирск, 1990. – С. 87 – 101.

96. Зубков М.Ю. Перспективы нефтегазоносности доюрского комплекса Шаимского района / М.Ю. Зубков, О.Е. Васильев // Геология и нефтегазоносность триас-среднеюрских отложений Западной Сибири : Сб. научн. тр. СНИИГГиМС. – Новосибирск, 1991. – С. 124 – 137.

97. Зубков М.Ю. Вторичные коллекторы в доюрском комплексе Урьевского месторождения / М.Ю. Зубков, А.Ш. Ситдиков // Геология нефти и газа. – 1994. – № 4. – С. 5 – 9.

98. Зубков М.Ю. Комплексирование данных сейсморазведки и тектонофизического моделирования с целью прогноза зон повышенной продуктивности в пределах Кальчинского месторождения / М.Ю. Зубков, П.М. Бондаренко, Р.Н. Хасанов // Опыт повышения эффективности разработки нефтяных месторождений Западной Сибири : Материалы научно-практической конференции геологов, посвященной памяти В.У. Литвакова. – Тюмень, 1999. – С. 102 – 116.

99. Зубков М.Ю. Литолого-петрофизическая характеристика отложений баженовской и абалакской свит центральной части Красноленинского свода (Западная Сибирь) / М.Ю. Зубков // Геология и геофизика. – 1999. – Том 40. – С. 1821 – 1835.

100. Зубков М.Ю. Прогноз зон вторичной трещиноватости на основе данных сейсморазведки и тектонофизического моделирования / М.Ю. Зубков, П.М. Бондаренко // Геология нефти и газа. – 1999. – № 11 – 12. – С. 31 – 40.

101. Зубков М.Ю. Анализ распределения K, U, Th и B в верхнеюрских отложениях центральной части Красноленинского свода (Западная Сибирь) с целью их стратификации, корреляции и выделения в них потенциально продуктивных пластов / М.Ю. Зубков // Геохимия. – 2001. – № 1. – С. 51 – 70.

102. Зубков М.Ю. Состав, строение и условия образования пород баженовской и абалакской свит центральной части Красноленинского свода (Западная Сибирь) / М.Ю. Зубков // Литология и полезные ископаемые. – 2001. – № 1. – С. 37 – 48.

103. Зубков М.Ю. Прогноз трещинных коллекторов в отложениях баженовской и абалакской свит на основе результатов тектонофизического моделирования / М.Ю. Зубков, Я.А. Пормейстер, П.М. Бондаренко // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО : Пятая научно-практическая конференция. – Ханты-Мансийск, 2002. – Т. 1. – С. 244 – 253.

104. Зубков М.Ю. Экспериментальное моделирование процесса формирования вторичных коллекторов под действием гидротермальных флюидов различного состава / М.Ю. Зубков, Г.Ю. Шведенков // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО : Пятая научно-практическая конференция. – Ханты-Мансийск, 2002. – Т. 1. – С. 323 – 332.

105. Зубков М.Ю. Прогноз углеводородных залежей на основе тектонофизического моделирования на примере Славинского месторождения / М.Ю. Зубков, Я.А. Пормейстер, В.И. Николюк // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО : Седьмая научно-практическая конференция. – Ханты-Мансийск, 2004. – Т. 1. – С. 114 – 131.

106. Зубков М.Ю. Степень катагенеза, а также соотношение нефтегенерационных и емкостных свойств юрских и неокомских отложений Медвежьего и Уренгойского месторождений / М.Ю. Зубков, В.И. Маринин, Г.И. Облеков // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2005. – № 8. – С. 18 – 33.

107. Зубков М.Ю. Коллекторы в бажено-абалакском комплексе Западной Сибири и способы их прогноза / М.Ю. Зубков // Геология нефти и газа. – 2014. – № 5. – С. 58 – 72.

108. Зубков М.Ю. Спектры ЯМР пород бажено-абалакского комплекса Западной Сибири / М.Ю. Зубков, А.Г. Потапов // Каротажник. – 2014. – Вып. 8 (242). – С. 3 – 32.

109. Зубков М.Ю. Особенности распределения урана в битуминозных отложениях баженовской свиты (Западная Сибирь) / М.Ю. Зубков // Каротажник. – 2015. – Вып. 5 (251). – С. 3 – 32.

110. Зубков М.Ю. «Твёрдые растворы» углеводородов в составе битумов баженовской свиты и экстрактов, установленные по данным ядерно-магнитного резонанса / М.Ю. Зубков, А.Г. Потапов // Каротажник. – 2015. – Вып. 9 (255). – С. 3 – 13.

111. Зубков М.Ю. Вторичные коллекторы тектоно-гидротермального происхождения в кровельной части доюрского комплекса Западно-Сибирской плиты и способы их прогноза / М.Ю. Зубков // Геология нефти и газа. – 2015. – № 6. – С. 78 – 95.

112. Зубков М.Ю. Оценка региональных и локальных перспектив нефтеносности баженовской и абалакской свит Западной Сибири / М.Ю. Зубков // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2016. – № 3. – С. 51 – 67.

113. Зубков М.Ю. Минеральный состав и значение $\delta^{13}C$ в трещиноватых карбонатных породах бажено-абалакского комплекса Западной Сибири / М.Ю. Зубков // Геология нефти и газа. – 2017. – № 6. – С. 67 – 81.

114. Зубков М.Ю. Региональный прогноз нефтеносности баженовской свиты / М.Ю. Зубков // Геология и геофизика. – 2017. – Т. 58, № 3-4. – С. 504 – 510.

115. Зубков М.Ю. Тектоногидротермальные процессы в юрских отложениях Западной Сибири / М.Ю. Зубков // Геология нефти и газа. – 2017. – № 1. – С. 60 – 76.

116. Зубков М.Ю. Нефтегенерационные свойства различных типов пород Приуральской нефтегазоносной области / М.Ю. Зубков, С.Н. Репетов, Е.О. Галенко // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО : Двадцать первая научно-практическая конференция. – Ханты-Мансийск : ИздатНаукаСервис, 2018. – С. 157 – 185.

117. Зубков М.Ю. Тектоногидротермальные процессы в меловых отложениях Западной Сибири / М.Ю. Зубков // Геология нефти и газа. – 2019. – № 1. – С. 7 – 26.

118. Зубков М.Ю. Типы коллекторов в бажено-абалакском комплексе Западной Сибири и их генезис / М.Ю. Зубков // Геология нефти и газа. – 2019. – № 4. – С. 59 – 78.

119. Зубков М.Ю. Применение методов экспериментальной тектоники в нефтяной геологии на примере месторождений Западной Сибири / М.Ю. Зубков // Геотектоника. – 2019. – № 3. – С. 92 – 109.

120. Зубков М.Ю. Генезис битумов в юрских отложениях Западной Сибири / М.Ю. Зубков // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО : Двадцать вторая научно-практическая конференция. – Ханты-Мансийск : ИздатНаукаСервис, 2019. – Т. 1. – С. 228 – 255.

121. Зубков М.Ю. Битумы в составе верхнеюрских отложений Западной Сибири и их связь с гидротермальными процессами / М.Ю. Зубков // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2019. – № 1 (37). – С. 9 – 24.

122. Зубков М.Ю. Подсчет запасов нефти в бажено-абалакском комплексе Западной Сибири / М.Ю. Зубков // УГЖ. – 2020. – № 4 (136). – С. 19 – 56.

123. Зубков М.Ю. Гидротермальное моделирование формирования вторичных коллекторов в кремнистых известняках (система H_2O-CO_2) / М.Ю. Зубков // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2020. – № 3. – С. 43 – 58.

124. Зубков М.Ю. Моделирование гидротермального воздействия на юрские отложения Западно-Сибирского осадочного бассейна (серия с H_2O и H_2O_2) / М.Ю. Зубков // Георесурсы. – 2020. – Т. 22, № 4. – С. 30 – 40.

125. Зубков М.Ю. Моделирование гидротермального воздействия на юрские отложения (Западная Сибирь) / М.Ю. Зубков // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО : Двадцать третья научно-практическая конференция. – Ханты-Мансийск : ИздатНаукаСервис, 2020. – С. 13 – 43.

126. Зубков М.Ю. Экспериментальное моделирование процесса взаимодействия гидротермальных флюидов с юрскими отложениями Западно-Сибирского бассейна (система H_2O-CO_2) / М.Ю. Зубков // Геология нефти и газа. – 2020. – № 5. – С. 95 – 112.

127. Зубков М.Ю. Использование модифицированного метода материального баланса в комплексе с пиролизом для оценки нефтегенерационных свойств баженовской свиты (Западная Сибирь) / М. Ю. Зубков // Геохимия. – 2021. – Том 66, № 2. – С. 1 – 22.

128. Зубков М.Ю. Моделирование формирования коллекторов в кремнистых известняках в результате воздействия на них гидротермальных флюидов (Серии с H_2O_2, HCl и солями). Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2021. № 1. С. 32-48.

129. Зубков М.Ю. Механизм формирования коллекторов и углеводородных залежей в бажено-абалакском комплексе Западной Сибири, прогноз их зон распространения. //НТВ «Каротажник». Тверь. Изд. АИС. 2021. Вып. 2 (308). С. 23-63.

130. Зубков М.Ю. Подсчет запасов нефти в бажено-абалакском комплексе. Проблемы и пути решения // Геология и недропользование. – 2021. № 2(2). С. 106-141.

131. Зубков М.Ю. Преобразование органического вещества баженовской свиты под влиянием тектоно-гидротермальных процессов. Сборник «Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО» (Двадцать четвертая научно-практическая конференция). Ханты-Мансийск. 2021. «ИздатНаукаСервис». С. 24-41.

132. Зубков М.Ю. Тектонофизическое и петрофизическое моделирование – инновационные направления при прогнозе перспективных зон для разведки и выборе способов разработки. / М.Ю. Зубков // Недропользование XXI век. 2022. № 3. С. 110-129.

133. Зубков М.Ю. Нефтегенерационные свойства различных типов пород, богатых органическим веществом (Западная Сибирь). Сборник «Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО» (Двадцать пятая научно-практическая конференция). Ханты-Мансийск. 2022. «ИздатНаукаСервис». С. 188-208.

134. Зубков М.Ю. Генезис сеноманских залежей газа (Ямало-Ненецкий автономный округ). / М.Ю, Зубков // Геология нефти и газа. 2022. № 5. С. 71-87.

135. Зубков М.Ю. Комплексирование результатов пиролитических исследований и метода материального баланса с целью оценки нефтегенерационных свойств разновозрастных отложений. Успехи органической геохимии: Материалы 2-й Всеросийской научной конференции с участием иностранных ученых, посвященной 120-летию со дня рождения члена корреспондента АН СССР Н.Б. Вассоевича и 95-летию со дня рождения заслуженного геолога РСФСР, профессора С.Г. Неручева. Новосибирск: ИПЦ НГУ, 2022. – С. 91-94.

136. Зубков М.Ю. Оценка нефтегенерационных свойств юрских отложений Западной Сибири на основе результатов пиролиза с использованием метода материального баланса. Петрофизика сложных коллекторов: проблемы и перспективы. Том 4; Альманах / Сост. Б.Н. Еникеев. – М.: ООО «ЕАГЕ Геомодель», 2022. – С.24-58.

137. Зубков М.Ю. Примеры гидротермального моделирования формирования вторичных коллекторов в кремнистых известняках. Петрофизика сложных коллекторов: проблемы и перспективы. Том 4; Альманах / Сост. Б.Н. Еникеев. – М.: ООО «ЕАГЕ Геомодель», 2022. – С.258-293.

138. Зубков М.Ю. Роль тектоно-гидротермальных процессов в формировании залежей газа на севере Западной Сибири. / М.Ю. Зубков // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2022. № 4. С. 28-45.

139. Зубков М.Ю. Модель коллектора, технология разведки и методы оценки запасов нефти в бажено-абалакском комплексе Западной Сибири. Сборник материалов семинара «Наука о сланцах ′23. Новый опыт». 20-22 марта. М. 2023. С. 5-9. ISBN 978-5-9651-1471-9.

140. Зубков М.Ю. Связь тектоно-гидротермальных процессов с нефтегазоносностью Западно-Сибирского мегабассейна. / М.Ю. Зубков // Недропользование XXI век. № 1-2 (99) апрель. 2023. С. 66-88.

141. Зубков М.Ю. Тектонофизическое моделирование на основе данных сейсморазведки. Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научн. конф. Вып. 21. ИЗК СО РАН. – Иркутск. - 2023. – С. 111-113.

142. Зубков М.Ю. Тектонофизическое моделирование и трудноизвлекаемые запасы углеводородов. Материалы докладов Национальной научно-практической конференции с международным участием (27-28 апреля 2023г.). Современные технологии нефтегазовой геофизики. – Тюмень – ТИУ – 2023. – С. 17-33.

143. Зубков М.Ю. Комплексирование данных сейсморазведки и тектонофизического моделирования с целью прогноза перспективных нефтегазоносных зон (Западная Сибирь). / М.Ю. Зубков // Геология и недропользование (ЕСОЭН). 2023. № 4 (14). С. 56-71.

144. Зубков М.Ю. Использование тектонофизического моделирования при прогнозе углеводородных залежей в бажено-абалакском комплексе Западной Сибири. Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2024. Материалы LV Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2024. С. 180-184.

145. Зубков М.Ю. Тектонофлюидодинамическая парадигма в новейшей геологической истории Западной Сибири. Материалы научной конференции «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». Иркутск, ИЗК СО РАН. 15-19 октября 2024 г. - Иркутск: Издательство ИЗК СО РАН, 2024. Выпуск 22. - С. 127-129.

146. Зубков М.Ю. Тектоногидротермальные процессы и их связь с нефтеносностью бажено-абалакского комплекса Западной Сибири / М.Ю. Зубков // Геология и геофизика. 2024. Т 65. № 10. С. 1398-1417.

147. Зубков М.Ю. Тектонофизическое моделирование флюидодинамических процессов в осадочном чехле шельфа Северного Ледовитого океана по данным сейсморазведки. Материалы II Всероссийской научной конференции «Геотектоника и геодинамика сейсмоактивных районов, посвященной 300-летию Российской академии наук». М.: Изд-во ИФЗ РАН, 2024. С. 230-234.

148. Зубков М.Ю. Связь тектоно-флюидодинамических процессов с нефтегазоносностью Западной Сибири. Материалы совещания «Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы - 2025». М.: ООО «Издательство ГЕОС», 2025. С. 218-222.

149. Зубков М.Ю. Влияние тектоно-гидротермальных процессов на модель нафтидогенеза в разрезе палеозойско-мезозойских отложений Западно-Сибирского бассейна / М.Ю.Зубков, В.Н. Бородкин, О.А. Смирнов, А.В. Лукашов // Тюмень. Вектор Бук. 2025. 230 с.

150. Иванов К.С. Глубинная нефть: происхождение и поисковые критерии (на примере Ямала и Западной Сибири) / К.С. Иванов, Н.П. Костров, В.Б. Писецкий // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО 1: Двадцать третья научно-практическая конференция. – Ханты-Мансийск : ИздатНаукаСервис, 2020. – С. 5 – 12.

151. Исаев В.И. Очаги генерации нефтей баженовского и тогурского типов в южной части Нюрольской мегавпадины / В.И. Исаев, А.Н. Фомин // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47, № 6. – С. 734 – 745.

152. Исаев В.И., Лобова Г.А., Мазуров А.К., Старостенко В.И., Фомин А.Н. Районирование мегавпадин юго-востока Западной Сибири по плотности ресурсов сланцевой нефти тогурской и баженовской материнских свит. // Геология нефти и газа. – 2018. - № 1. – с. 49-73.

153. К вопросу о типе органического вещества пород баженовской свиты / В.А. Волков, Е.В. Олейник, Е.Е. Оксенойд, Л.А. Солопахина // Вестник недропользователя. – 2016. – № 28. – С. 3 – 18.

154. Калмыков Г.А., Балушукина Н.С. Модель нефтенасыщенности порвого пространства пород баженовской свиты Западной Сибири и её использование для оценки ресурсного потенциала. М.: ГЕОС, 2017, 247 с.

155. Калмыков Г.А., Балушукина Н.С., Алешин А.П., Глебочева Н.К. Об особенностях распределения радиоактивности в породах баженовской свиты на западном склоне Сургутского свода Западной Сибири. Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология. 2009. № № 1. С. 38-46.

156. Карпов Г.А. Современные гидротермы и ртутно-сурмяно-мышьяковое оруденение / Г.А. Карпов. – Москва : Наука, 1988. – 183 с.

157. Кизильштейн Л.Я. Происхождение фрамбоидальных форм пирита / Л.Я. Кизильштейн, Л.Г. Минаева // ДАН СССР. – 1972. – Т. 206, № 5. – С. 1187 – 1189.

158. Киреева Т.А. К методике оценки эндогенной составляющей глубоких подземных вод / Т.А. Киреева // Вестник МГУ : Сер.4. Геология. – 2009. – № 1. – С. 54 – 57.

159. Киреева Т.А. Гидротермальный коллектор в глинистых породах баженовской свиты / Т.А. Киреева // Дегазация Земли и генезис нефтегазовых месторождений (к 100-летию со дня рождения академика П.Н. Кропоткина). – Москва : ГЕОС, 2011. – С. 329 – 343

160. Киреева Т.А. Роль вертикальной миграции высокотемпературных флюидов в формировании пластовых вод нефтегазовых месторождений на севере Западно-Сибирского бассейна / Т.А. Киреева, Д.И. Буданова // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. - 2013. - № 3. - С. 38-46.

161. Классификация пород баженовской свиты / А.Э. Конторович, П.А. Ян, А.Г. Замирайлова, Костырева Е.А., Эдер В.Г. // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57, № 11. – С. 2034 – 2043.

162. Клещев К.А. Перспективы нефтегазоносности фундамента Западной Сибири / К. А. Клещев, В. С. Шеин. – Москва : ВНИГНИ, 2004. – 214 с.

163. Климушина Л.П., Гусева А.Н. Нефти баженовской свиты Салымского месторождения // Нефтеносность баженовской свиты. М.: ИГиРГИ, 1980, с. 95-119. (Тр. ИГиРГИ).

164. Коллекторы нефти баженовской свиты Западной Сибири / под ред. Т.В. Дорофеевой. – Ленинград : Недра, 1983. – 132 с.

165. Кольцов А.Б. Особенности флюидного режима гидротермальных систем в углеродосодержащих толщах. // Геохимия. – 1990. – №8.- с.336-345.

166. Конкреционный анализ киммериджских отложений месторождения Большой Салым / А.И. Сидоренков, А.А. Симошкин, В.Н. Высоцкий [и др.] // Постседиментационное минералообразование в осадочных формациях : Сб. научн. тр. – Тюмень : ЗапСибНИГНИ, 1985. С. 26 – 43.

167. Конторович А.Э. Теоретические основы объемно-генетического метода оценки потенциальных ресурсов нефти и газа // Материалы по геохимии нефтегазоносных бассейнов Сибири : Сб. научн. тр. СНИИГГиМС. – Новосибирск, 1970. – Вып. 95. – С. 4 – 52.

168. Конторович А.Э. Первичная миграция углеводородов и диагностика нефтепроизводящих толщ / А.Э. Конторович, Е.А. Рогозина, А.А. Трофимук. – Москва : Недра, 1972. – 180 с.

169. Конторович А.Э. Фациально-стратиграфическое районирование баженовского, георгиевского и васюганского горизонтов в Западно-Сибирском осадочном бассейне / А.Э. Конторович, Бейзель А.Л., Борисов Е.В., Вакуленко Л.Г., Ершов С.В., Казаненков В.А., Калинина Л.М., Конторович В.А., Нехаев А.Ю., Никитенко Б.Л., Рыжкова С.В., Фомин М.А., Шурыгин Б.Н. // В сборнике Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. VII Всероссийское совещание: научные материалы, место издания ГЕОС. – Москва. - С. 98-101.

170. Конторович А.Э. Генетические принципы раздельного прогноза нефтеносности и газоносности / А.Э. Конторович // Осадочно-миграционная теория образования нефти и газа. – Москва : Наука, 1978. – С. 189 – 204.

171. Конторович А.Э. Учение о главной фазе нефтеобразования и его место в осадочно-миграционной теории нафтидогенеза / А.Э. Конторович, В.Н. Меленевский // Изв. АН СССР : Сер. Геология. – 1988. – № 1. – С. 3 – 13.

172. Конторович А.Э., Данилова В.П., Костырева Е.А., Стасова О.Ф. Геохимия и генезис палеозойских нефтей Западной Сибири // Геохимия, 1998, № 1, с. 3-17.

173. Конторович. В.А., Конторович А.Э. Геологическое строение докембрийско-палеозойских платформенных отложений в юго-восточных районах Западной Сибири // Отечественная геология, 2006, № 6, с. 62-70.

174. Конторович В.А., Калинина Л.М., Калинин А.Ю., Соловьев М.В. Нефтегазоперспективные объекты палеозоя Западной Сибири, сейсмогеологические модели эталонных месторождений // Геология нефти и газа, 2018а, № 4, с. 5-15.

175. Конторович А.Э., Родякин С.В., Бурштейн Л.М., Костырева Е.А., Рыжкова С.В., Ян П.А. Пористость и нефтенасыщенность пород баженовской свиты // Геология нефти и газа, 2018б, № 5, с. 61-73, doi: 10.31087/0016-7894-2018-561-73.

176. Конторович В.А., Калинина Л.М. Геологическое строение палеозоя Западной Сибири, модели эталонных месторождений // Бурение и нефть, 2019, № 11, с. 40-47.

177. Конторович А.Э., Эдер Л.В. Новая парадигма стратегии развития сырьевой базы нефтедобывающей промышленности Российской Федерации // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. М.: Изд-во ООО РГ-Информ, № 5, с. 8-17.

178. Конторович А.Э., Бурштейн Л.М., Лившиц В.Р. Теория нафтидогенеза: количественная модель эволюции аквагенного органического вещества в катагенезе // Геология и геофизика, 2021а, т. 62 (8), с. 1026-1047, doi: 10.15372/GiG202119.

179. Конторович В.А., Конторович А.Э., Аюнова Д.В., Ибрагимова С.М., Бурштейн Л.М., Калинин А.Ю., Калинина Л.М., Канакова К.И., Костырева Е.А., Соловьев М.В., Филиппов Ю.Ф. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности палеозойских отложений юго-восточных районов Западной Сибири. // Геология и геофизика, 2023, т. 65, № 1, с. 72-100, DOI: 10.15372/GiG2023181,EDN: OWCTPK.

180. Копыстянский Р.С. Трещиноватость горных пород и её значение в нефтегазовой геологии / Р.С. Копыстянский. – Киев : Наукова думка, 1978. – 216 с.

181. Корж М.В. Особенности литогенеза аргиллитов баженовской свиты и возможный механизм образования в них залежей нефти. Нефтеносность баженовской свиты Западной Сибири / М.В. Корж, С.И. Филина // Труды ИГиРГИ. – Москва, 1980. – С. 6 – 18.

182. Коробов А.Д. Нефтегазоперспективный рифтогенно-осадочный формационный комплекс как отражение гидротермальных процессов в породах фундамента и чехла / А.Д. Коробов, Л.А. Коробова // Геология нефти и газа. – 2011. – № 3. – С. 15 – 24.

183. Коробов А.Д. Пульсирующий стресс как отражение тектоногидротермальной активизации и его роль в формировании продуктивных коллекторов чехла (на примере Западной Сибири) / А.Д. Коробов, Л.А. Коробова // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2011. – № 6. – С. 4 – 12.

184. Коровина Т.А., Кропотова Е.П., Федорцов И.В. Особенности вещественного состава пород баженовской свиты на Ай-Пимской площади // Нефтяное хозяйство. -2021. - № 6. С. 18-21.

185. Костырева Е.А. Геохимия и генезис палеозойских нефтей юго-востока Западной Сибири. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2005, 183 с.

186. Краснов С.Г. Геологические условия нефтеносности и природа емкости коллекторов баженовской свиты Западной Сибири / С.Г. Краснов, Т.В. Дорофеева, Б.А. Лебедев

// Условия нефтегазоносности и особенности формирования месторождений нефти и газа на Западно-Сибирской плите. – Ленинград : Недра, 1980. – С. 115 – 127.

187. Кудрявцев Н.А. Геологические доказательства глубинного происхождения нефти / Н.А. Кудрявцев // Труды ВНИГРИ. – Ленинград, 1959. – № 132. – С. 242 – 262.

188. Кудрявцев Н.А. Нефть, газ и твердые битумы в изверженных и метаморфических породах / Н.А. Кудрявцев // Труды ВНИГРИ. – Ленинград : Гостоптехиздат, 1959. – № 142. – 278 с.

189. Кудрявцев Н.А. Глубинные разломы и нефтяные месторождения / Н.А. Кудрявцев // Труды ВНИГРИ. – Ленинград : Гостоптехиздат, 1963. – 220 с.

190. Курчиков АР. Геотермия нефтегазоносных областей Западной Сибири / А. Р. Курчиков, Б.П. Ставицкий. – Москва : Недра, 1987. – 134 с.

191. Курчиков А.Р. Гидрогеотермические критерии нефтегазоносности / А.Р. Курчиков. – Москва : Недра, 1992. – 231 с.

192. Ларин В.Н. Наша Земля (происхождение, состав, строение и развитие изначально гидридной Земли) / В.Н. Ларин. – Москва : Агар, 2005. – 248 с.

193. Левшунов П.А. Водород и его значение в процессах преобразования углеводородов / П.А. Левшунов // Происхождение нефти и газа и формирование их месторождений. – Москва : Недра, 1972. – С. 406 – 408.

194. Литолого-геохимическая классификация разрезов и седиментационная модель баженовской свиты / И.Д. Полякова, Л.А. Кроль, Г.Н. Перозио [и др.] // Геология и геофизика. – 2002. – Т. 43, № 3. – С. 240 – 251.

195. Лопатин Н.В. О главной фазе нефтеобразования / Н.В. Лопатин // Изв. АН СССР : Сер. Геология. – 1969. – № 5. – С. 69 – 76.

196. Лопатин Н.В. Пиролиз в нефтяной геохимии / Н.В. Лопатин, Т.П. Емец. – Москва : Наука, 1987. – 144 с.

197. Лопатин Н.В. Нефтегенерационные свойства баженовской свиты на территории ХМАО / Н.В. Лопатин, Т.П. Емец // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО : вторая научно-практическая конференция ; под ред. В. И. Шпильмана и В. А. Волкова. – Ханты-Мансийск : Путиведъ, 1999. – С. 134 – 160.

198. Лунев Б.В., Лапковский В.В. Модель первого приближения формирования эпиконтинентальных осадочных бассейнов вследствие конвективной неустойчивости термической литосферы. Геодинамика и тектонофизика. // 2018, т. 9, № 4. С. 1363-1380. Doi: 10. 5800/GT-2018-9-4-0400.

199. Магара К. Уплотнение пород и миграция флюидов. Прикладная геология нефти / К. Магара. – Москва : Недра, 1982. – 296 с.

200. Манская С.М. Геохимия органического вещества / С.М. Манская, Г.В. Дроздова. – Москва : Наука, 1964. – 315 с.

201. Мархинин Е.К. Вулканы и жизнь / Е.К. Мархинин. – Москва : Мысль, 1980. – 198 с.

202. Меленевский В.Н. Методические рекомендации по применению пиролитических методов моделирования в органической геохимии / В.Н. Меленевский. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 1991. – 48 с.

203. Меленевский В.Н. Пиролитические характеристики рассеянного органического вещества палеозойских отложений Западной Сибири / В. Н. Меленевский, А. Н. Фомин // Докл. РАН. – 1998а. – Т. 361, № 4. – С. 535 – 538.

204. Меленевский В.Н., Шведенков Г.Ю., Конторович А.Э., Юдина Н.Т., Махнева Е.Н. Аквапиролиз органического вещества баженовской свиты. ДАН, 1998, Т. 363. № 5. С. 678-681.

205. Мелик-Пашаев В.С. О природе аномально-высоких пластовых давлений в юрских отложениях Салымского месторождения / В.С. Мелик-Пашаев, А.И. Степанов, Ю.А. Терещенко // Геология нефти и газа. – 1979. – № 7. – С. 25 – 28.

206. Мельников П.Н., Варламов А.И., Фортунатова Н.К., Пороскун В.И., Соловьев А.В., Скворцов М.Б., Кравченко М.Н., Канев А.С., Сотникова А.Г. Результаты количественной оценки нетрадиционных ресурсов нефти Российской Федерации. Геология и геофизика, 2023, т. 65, № 1, с. 8-25, DOI: 10.15372/GiG2023 189, EDN: VJIXBC.

207. Методика оценки перспектив нефтегазоносности баженовских отложений Западной Сибири / Е.П. Ефремов, М.Ю. Зубков, Ф.Я. Боркун [и др.] // Энергия и механизм первичной миграции углеводородов. – Москва : Наука, 1988. – С. 152 – 161

208. Методы оценки перспектив нефтегазоносности баженовской и абалакской свит Западной Сибири / М.Ю. Зубков, С.А. Скрылёв, П.М. Бондаренко [и др.] // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО : Вторая научно-практическая конференция; под ред. В.И. Шпильмана, В.А. Волкова. – Ханты-Мансийск, 1999. – С. 206 – 222.

209. Микуленко К.И. Перспективы нефтегазоносности отложений баженовской свиты центральных и южных районов Западно-Сибирской плиты / К.И. Микуленко // Тр. СНИИГГиМС. – Новосибирск, 1974. – Вып. 194. – С. 37 – 41.

210. Модель катагенеза органического вещества (на примере баженовской свиты) / Бурштейн Л.М., Жидкова Л.В., Конторович А.Э., Меленевский В.Н. // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38, № 6. – С. 1070 – 1078.

211. Молчанов В.И. Генерация водорода в литогенезе / В.И. Молчанов. – Новосибирск : Наука, 1981. – 142 с.

212. Москвин В.И. Некоторые особенности генерации углеводородов в природных системах / В.И. Москвин // Геология и Геофизика. – 1986. – № 9. – С. 43 – 48.

213. Набоко С.И. Формирование современных гидротерм и метаморфизм растворов и пород / С.И. Набоко // Вопросы вулканизма. – Москва : АН СССР, 1962. – С. 52 – 62.

214. Нежданов А.А. Нефтегазоносность Западно-Сибирского бассейна с позиций глубинного генезиса углеводородов / А.А. Нежданов, В.В. Огибенин, А.С. Смирнов // Материалы Всероссийской конференции по глубинному генезису нефти «Современное состояние теории происхождения, методов прогнозирования и технологий поисков глубинной нефти (1-ые Кудрявцевские чтения)». – Москва : ЦГЭ, 2012. – С. 318 – 323.

Нежданов А.А., Смирнов А.С. Флюидодинамическая интерпретация сейсморазведочных данных // - Тюмень, ТИУ, 2021. – 291 с.

215. Немова В.Д. Асташкин Д.А., Гаврилов С.С. Методические наработки в области комплексных литолого-петрофизических исследований керна отложений баженовской свиты // Геология нефти и газа. – 2013. – № 2.- с. 38-46.

216. Немова В.Д. Многоуровневая литологическая типизация пород баженовской свиты // Нефтяное хозяйство, 2019, № 8, с.13-17.

217. Неручев С.Г. Катагенез рассеянного органического вещества и генерация нефти и газа в процессе погружения осадков / С.Г. Неручев // Докл. АН СССР. – 1970. – Т. 194. – С. 1186 – 1189.

218. Неручев С.Г. Уран и жизнь в истории Земли / С.Г. Неручаев. – Ленинград : Недра, 1982. – 208 с.

219. Нестеров И.И. Новый тип коллектора нефти и газа / И.И. Нестеров // Геология нефти и газа. – 1979. – № 10. – С. 26 – 29.

220. Нестеров И.И. Нефтеносность битуминозных глин баженовской свиты Западной Сибири / И.И. Нестеров // Советская геология. – 1980. – № 11. – С. 3 – 10.

221. Нетрадиционные ресурсы газа и нефти / В.Л. Гулев, Н.А. Гафаров, В.И. Высоцкий, [и др.]. – Москва : Недра, 2014. – 284 с.

222. Нефтематеринские породы и нефти восточной части Западной Сибири / И.В. Гончаров, Н.В. Обласов, В.В. Самойленко [и др.] // Нефтяное хозяйство. – 2010. – № 8. – С. 24 – 28.

223. Новиков Г. Р. Перспективы открытия крупных залежей нефти в трещиноватых аргиллитах баженовской свиты / Г.Р. Новиков, Ф.К. Салманов, А.В. Тян // Нефть и газ Тюмени. – Тюмень, 1979. – Вып. 1. – С. 1 – 3.

224. Новые технологи и решение прикладных задач / О.Л. Кузнецов, И.А. Чиркин, Ю.А. Курьянов [и др.] // Сейсмоакустика пористых и трещиноватых геологических сред. – Москва : ЦИТвП, 2007. – В 3 т, Т. 2. – 434 с.

225. О нефтеносности гидротермальных систем, связанных с вулканизмом / Н.С. Бескровный, С.И. Набоко, С.Ф. Главатских [и др.] // Геология и геофизика. – 1971. – № 2. – С. 3 – 13.

226. Об источнике нефтей, обнаруженных в коре выветривания и кровле палеозойского фундамента на площадях Среднего Приобъя / Н.В. Лопатин, Т.П. Емец, О.Н. Симоненкова, Ю.И. Галушкин // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. – 1997. – № 7. – С. 7 – 22.

227. Об особенностях распределения радиоактивности в породах баженовской свиты на западном склоне Сургутского свода Западной Сибири / Г.А. Калмыков, Н.С. Балушкина, А.П. Алешин, Н.К. Глебочева // Вестник МГУ : Сер. 4. Геология. – 2009. – № 1. С. 38 – 46.

228. Озерова Н.А. Ртутная дегазация Земли / Н.А. Озерова // Докл. АН СССР. - 1978. - Т. 239. - № 2. - С. 450-453.

229. Основные черты геохимии урана. Под ред. акад. А.П. Виноградова. М.: АН СССР. 1963. - 352 с.

230. Особенности состава и генерации битумоидов в отложениях баженовской свиты / М.Ю. Зубков, В.А. Ершов, А.Х. Шакирова [и др.] // Строение и нефтегазоносность баженитов Западной Сибири : Сб. научн. тр. ЗапСибНИГНИ. – Тюмень, 1985. – С. 123 – 131.

231. Осокина Н.Д. Пластичные и упругие низкомодульные материалы для исследования напряжений в земной коре методом моделирования / Н.Д. Осокина. – Москва : АН СССР, 1963. – 196 с.

232. Палеозойские нефти в Западной Сибири / В.С. Вышемирский, Е.Ф. Доильцин, А.П. Перцева [и др.] // Нефтегазовая геология и геофизика. – 1973. – №1, С. 33 – 35.

233. Панченко И.В., Немова В.Д., Смирнова М.Е., Ильина М.В., Барабошкин Е.Ю., Ильин В.С. Стратификация и детальная корреляция баженовского горизонта в центральной части Западной Сибири по данным литолого-палеонтологического изучения керна и ГИС. // Геология нефти и газа, 2016, № 6, с. 22-34.

234. Патент № 2085975 Способ прогнозирования зон развития вторичных коллекторов в фундаменте / М.Ю. Зубков. – приоритет от 12.06.1994.

235. Патент № 2183332 Способ прогнозирования зон развития вторичных коллекторов трещинного типа в осадочном чехле / М.Ю. Зубков, П.М. Бондаренко. – приоритет от 08. 11. 2000.

236. Пеньков В.Ф. Уран и углеводороды / В.Ф. Пеньков. – Москва: Недра, 1989. – 143 с.

237. Перспективы нефтегазоносности баженовской свиты Западной Сибири в центральной части Широтного Приобъя / К.Г. Скачек, А.И. Ларичев, О.И. Бостриков [и др.] // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала Ханты-Мансийского автономного округа – Югры : Пятнадцатая научно-практическая конференция. – Ханты-Мансийск: ИздатНаукаСервис, 2012. – Т. 1. – С. 105-113.

238. Перспективы промышленной нефтегазоносности кровельной части доюрского комплекса Шаимского района / М.Ю. Зубков, В.В. Шелепов, М.Ф. Печеркин [и др.] // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО : Вторая научно-практическая конференция. – Ханты-Мансийск, 1999. – С. 173 –185.

239. Петерсилье В.И., Комар Н.В., Френкель С.М. Методические подходы к подсчету запасов баженовской свиты // Геология нефти и газа, 2018, № 5, с. 51-59.

240. Пиролиз как метод изучения нефтегенерационного потенциала материнских пород / А.Э. Конторович, В.Н. Меленевский, А.С. Фомичев, Г.Ю. Шведенков // Геология нефти и газа. – 1986. – № 12. – С. 36 – 41.

241. Плуман И.И. Ураноносность черных аргиллитов волжского яруса Западно-Сибирской плиты как критерий геохимических условий осадконакопления / И.И. Плуман // Геохимия. – 1971. – № 5. – С. 756 – 767.

242. Плуман И.И., Запивалов Н.П. Условия образования битуминозных аргиллитов волжского яруса Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. - № 9. – с. 1138-1143.

243. Погорелов Б.С. Геология и нефтегазоносность доюрских образований запада Западной Сибири / Б.С. Погорелов. – москва : Наука, 1977. – 85 с.

244. Портнов А. Вулканы – месторождения водорода / А. Портнов // Промышленные ведомости. – 2010. – № 10-12.

245. Порфирьев В.Б. Геологические аспекты нефтегазоносности фундамента (на примере Западной Сибири) / В.Б. Порфирьев, В.П. Клочко // Особенности глубинного строения земной коры и теория обоснования неорганического генезиса нефти. – Киев : Наук. Думка, 1982. – С. 5 – 155.

246. Прищепа О.М., Суханов А.А., Макарова И.Р. Подходы к оценке доманиковых отложенийТимано-Печорской нефтегазоносной провинции как нетрадиционных источников углеводородов // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2021. Т. 9. № 4. С. 1-27.

247. Прогноз углеводородных залежей в трещинных коллекторах баженовской и абалакской свит Восточно-Пальяновской площади на основе результатов сейсморазведки и тектонофизического моделирования / М.Ю. Зубков, П.М. Бондаренко, Я.А. Трухан, А.Г. Лазарев // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО : Третья научно-практическая конференция; под ред. В.А. Волкова. – Ханты-Мансийск, 2000. – С. 174 – 187.

248. Прозорович Г.Э. Новые данные о трещиноватых коллекторах баженовской свиты / Г.Э. Прозорович, А.П. Соколовский, А.Г. Малых // Проблемы нефти и газа Тюмени. – Тюмень. – 1979. – Вып. 18. – С. 7 – 9.

249. Ровнина Л.В. Особенности нерастворимого органического вещества баженовской свиты / Л.В. Ровнина // Проблемы нефтеносности баженовской свиты Западной Сибири : Сб. научн. тр. ИГиРГИ. – Москва, 1986. – С. 124 – 131.

250. Розин А.А., Сердюк З.Я. Преобразование состава подземных вод и пород Западно-Сибирской плиты под воздействием глубинного углекислого газа / А.А. Розин, З.Я. Сердюк // Литология и полезные ископаемые. – 1970. - № 4. - С. 102-113.

251. Рыжкова С.В. Баженовский горизонт Западной Сибири: строение, корреляция и толщины / Рыжкова С.В., Бурштейн Л.М., Ершов С.В., Казаненков В.А., Конторович А.Э., Конторович В.А., Нехаев А.Ю., Никитенко Б.Л., Фомин М.А., Шурыгин Б.Н., Бейзель А.Л., Борисов Е.В., Золотова О.В., Калинина Л.М., Пономарева Е.В. // Геология и геофизика, 2018, т.59 (7), с. 1053-1074, doi: 10.15372/GiG20180709.

252. Сапьяник В.В., Предтеченская Е.А., Кроль Л.А., Зайцева Ю.Л., Хилько А.П., Павлухин И.С. Системно-исторический подход к прогнозу нефтеперспективных объектов в зоне сочленения баженовской и марьяновской свит // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири, 2017, № 3, с. 29-45.

253. Скворцов М.Б., Немова В.Д., Дахнова М.В., Копилевич Е.А., Кузнецов Г.В., Сурова Н.Д., Кирсанов А.М., Можегова С.В. Методические подходы к оценке ресурсов нефти в отложениях баженовской свиты // Геология нефти и газа, 2018, № 3, с. 91-100.

254. Скворцов М.Б., Немова В.Д., Панченко И.В., Кирсанов А.М. Критерии нефтеносности отложений баженовской свиты // Геофизика, 2018, № 1, с. 109-114.

255. Скворцов М.Б., Немова В.Д., Дахнова М.В., Копилевич Е.А., Сурова Н.Д., Кирсанов А.М., Можегова С.В. Новые методические подходы к оценке ресурсов нефти в отложениях баженовской свиты // Геология и геофизика, 2019, т. 60 (2), с. 217-229.

256. Скоробогатов В.А. Некоторые критерии перспектив нефтегазоносности баженовской свиты Западной Сибири / В.А. Скоробогатов, С.Г. Краснов // Геология нефти и газа. – 1984. – № 3. – С. 15 - 19.

257. Скоробогатов В.А. Баженовская нефть Западной Сибири: генезис, запасы, ресурсы, перспективы освоения / В.А. Скоробогатов // Научно-технический сборник «Вести газовой науки». – 2023. - № 1 (53). – С. 206-221.

258. Скрылев С.А. Опыт и проблемы применения геофизических методов при изучении залежей нефти в абалакской свите Красноленинского месторождения / С.А. Скрылев, А.И. Чуйко, М.Ю. Зубков // Каротажник. – Тверь : ГЕРС. – 1997. – Вып. 41. – С. 49 – 58.

259. Соболева Е.В. Формирование состава нефтей пласта $Ю_0$ баженовской свиты Салымского месторождения / Е.В. Соболева // Георесурсы. – 2017. – Спец. выпуск. Ч. 2. – С. 144 – 154.

260. Сокол А.Г. Стабильность метана в восстановленном С-О-Н-флюиде при 6,3 ГПа и 1300-1400°С / А.Г. Сокол, А.А. Томиленко, Т.А. Бульбак, Г.А. Пальянова, Ю.Н. Пальянов, Н.В. Соболев // Докл. АН. – 2017. – Т 474, № 5. – С. 612-616.

261. Сокол А.Г. Синтез углеводородов при конверсии CO_2 флюида фодородом: экспериментальное моделирование при 7,8 ГПа и 1350°С / А. Г. Сокол, А. А. Томиленко, Т. А. Бульбак, Н. В. Соболев // Докл. АН. – 2017. – Т 477, № 6. – С. 699-703.

262. Сокол А.Г. Состав флюида восстановленной мантии по экспериментальным данным и результатам изучения флюидных включений в алмазах / А.Г. Сокол, А.А. Томиленко, Т.А. Бульбак, И.А. Сокол, П.А. Заикин, Н.В. Соболев // Геология и геофизика. – 2020. – Т. 61. - № 5-6. – С. 810-825.

263. Соколов В.А. Процессы образования и миграции нефти и газа / В.А. Соколов. – Москва : Недра, 1965. – 276 с.

264. Соколов В.А. Геохимия природных газов / В.А. Соколов. – Москва : Недра. –1971. – 334 с.

265. Справочник физических констант горных пород / под ред. С. Кларка мл. – Москва : Мир, 1969. – 544 с.

266. Ставицкий Б.П. Вертикальная и латеральная гидрохимическая зональность, типизация подземных вод Западно-Сибирского бассейна / Б.П. Ставицкий, А.Р. Курчиков, А.Э.

Конторович, А.Г. Плавник // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. - 2006. - № 5–6. - С. 58–84.

267. Стадийность и глубинная зональность нефтегазообразования в бассейнах разного типа и их влияние на размещение нефти и газа / А.А. Трофимук, В.С. Вышемирский, А.Э. Конторович [и др.] // 27-й МГК. Доклады. – Москва : Наука, 1984. – Т. 13. – С. 81 – 85.

268. Степанов В.П., Ахапкин М.Ю. Основные итоги и перспективы разработки баженовской свиты Салымского месторождения // Геофизика. – 2007. - № 4. – с. 211-218.

269. Ступакова А.В., Фадеева Н.П., Калмыков Г.А., Богомолов А.Х., Кирюхина Т.А., Коробова Н.И., Шарданова Т.А., Суслова А.А., Сауткин Р.С., Полудеткина Е.Н., Козлова Е.В., Митрофанов Д.В., Коркоц Ф.В. Поисковые критерии нефти и газа в доманиковых отложениях Волго-Уральского бассейна // Георесурсы. 2015. т. 61. № 2. С. 77-86, doi: 10.18599.grs.61.2.7.

270. Ступакова А.В., Калмыков Г.А., Коробова Н.И., Фадеева Н.П., Гатовский Ю.А., Суслова А.А., Сауткин Р.С., Пронина Н.В., Большакова М.А., Завьялова А.П., Чупахина В.В., Петракова Н.Н., Мифтахова А.А. Доманиковые отложения Волго-Уральского бассейна – типы разреза, условия формирования и перспективы нефтегазоносности // Георесурсы, 2017, т. 1, с. 112-124.

271. Сурков В.С., Жеро О.Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1981, 143 с.

272. Тараник А.А. Геохимические показатели участков долговременной добычи угольного метана как самостоятельного источника энергии на примере месторождений Донбасса / А.А. Тараник // Газовая промышленность. - 2017. - № 7 (755). - С. 24-27.

273. Твердые битумы баженовской свиты Западно-Сибирской плиты и главные особенности их геохимии / А. Э. Конторович, Ю.Н. Занин, В.Н. Меленевский [и др.] // Геохимия. – 1999. – № 8. – С. 888 – 896.

274. Твердые битумы в составе баженовской свиты Западно-Сибирской плиты / Ю.Н. Занин, Э.Г. Замирайлова, Д.Ю. Давыдов [и др.] // Проблемы геологии Сибири. – Томск : ТГУ, 1996. – Т. 2. – С. 117 – 118.

275. Темникова Е.Ю., Федосеев А.А., Казаненков В.А., Грубась С.И., Глинских В.Н., Лежнин Д.С., Литологическая характеристика разрезов баженовской свиты центральных и юго-восточных районов Западной Сибири по комплексу данных ГИС // Геология и геофизика, 2022, т. 63 (9), с. 1269-1280.

276. Терещенко Ю.А. Резкая аномалия пластовых давлений на Салымском месторождении в Западной Сибири и ее возможная природа / Ю.А. Терещенко // МОИП отд. геол. – 1972. – Вып. 47. – № 5. – С. 219 – 222.

277. Тимурзиев А.И. К созданию новой парадигмы нефтегазовой геологии на основе глубинно-фильтрационной модели нефтегазообразования и нефтенакопления / А.И. Тимурзиев // Геофизика. – 2007. – № 4. – С. 49 – 60.

278. Тимурзиев А.И. Технология прогнозирования трещиноватости на основе трёхмерной геомеханической и кинематической модели трещинного коллектора / А. И. Тимурзиев // Геофизика. – 2008. – № 3. – С. 41 – 60.

279. Тимурзиев А.И. Анализ трещинных систем и реконструкции напряженно-деформированного состояния горных пород севера Западной Сибири по результатам интерпретации сейсморазведки 3D / А.И. Тимурзиев // Геофизика. – 2011. – № 6. – С. 22 – 35.

280. Типы и катагенез органического вещества баженовской свиты и её возрастных аналогов / И.В. Гончаров, В.В. Самойленко, Н.В. Обласов [и др.] // Нефтяное хозяйство. – 2016. – № 10. – С. 20 – 25.

281. Трофимук А.А. Некоторые вопросы теории органического происхождения нефти и проблема диагностики нефтепроизводящих толщ / А.А. Трофимук, А.Э. Конторович // Геология и Геофизика. – 1965. – № 12. – С. 3 – 14.

282. Трофимук А.А. Баженовская свита – уникальный природный резервуар нефти / А.А. Трофимук, Ю.Н. Карагодин // Геология нефти и газа. – 1981. – № 4. – С. 29 – 33.

283. Условия формирования и методика поисков нефти в аргиллитах баженовской свиты / Ф.Г. Гурари, Э.Я. Вайц, В.Н. Меленевский [и др.]. – Москва : Недра, 1988. – 200 с.

284. Успенский В.А. Опыт материального баланса процессов, происходящих при метаморфизме угольных пластов / В.А. Успенский // Изв. АН СССР : Сер. Геология. – 1954. – № 6. – С. 94 – 101.

285. Ушатинский И.Н. Литология и перспективы нефтеносности юрско-неокомских битуминозных отложений Западной Сибири / И.Н. Ушатинский // Советская геология. – 1981. – № 2. – С. 11 – 22.

286. Филина С.И. Палеогеография и нефтеносность баженовской свиты Западной Сибири / С.И. Филина, М.В. Корж, М.С. Зонн. – Москва : Наука, 1984. – 35 с.

287. Фомин А.Н. Катагенез и перспективы нефтегазоносности юрских и доюрских отложений Красноленинского свода / А.Н. Фомин // Геология и геофизика. – 1992. – № 6. – С. 19 – 21.

288. Фомин А.Н. Катагенетические условия нефтегазообразования в палеозойских отложениях Западно-Сибирского мегабассейна // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (7), с. 833-842.

289. Фомин А.Н. Катагенез органического вещества и нефтегазоносность мезозойских и палеозойских отложений Западно-Сибирского мегабассейна / А.Н. Фомин. – Новосибирск : ИНГГ СО РАН, 2011. – 332с.

290. Фортунатова Н.К., Варламов А.И., Канев А.С., Пороскун В.И., Баранова А.В., Бушуева М.А. Строение и оценка перспектив нефтеносности, углеродистых карбонатно-кремнистых отложений доманикового типа Волго-Уральской НГП. Геология и геофизика. 2021. т. 62, № 8, с. 1132-11525.

291. Фрохт М.М. Фотоупругость / М.М. Фрохт. – Москва : Гостехиздат, 1948. –Т. 1. – 432 с.

292. Фрохт М.М. Фотоупругость / М.М. Фрохт. – Москва : Гостехиздат, 1950. – Т. 2. – 488 с.

293. Фурсенко Е.А., Конторович А.Э., Костырева Е.А., Падалко Н.Л., Родченко А.П., Рыжкова С.В. Геохимия нефтей баженовского горизонта (Западная Сибирь). // Геология и геофизика, т. 65. № 1, с. 101-116, DOI: 10.15372/GiG2023188, EDV: SNZQIA.

294. Хабаров В.В., Нелепченко О.М., Волков Е.Н., Барташевич О.В. Уран, калий и торий в битуминозных породах баженовской свиты Западной Сибири // Сов. геология. – 1980. № 10. - с. 94-105.

295. Хаимова-Малькова Р.И. Методика исследований напряжений поляризационно-оптическим методом / Р.И. Хаимова-Малькова. – Москва : Наука, 1970. – 116 с.

296. Халимов Э.М. О поисках промышленных скоплений нефти в баженовской свите / Э.М. Халимов, В.С. Мелик-Пашаев // Геология нефти и газа. – 1980. – № 6. – С. 1 –10.

297. Хемофоссилии в нефтях и породах баженовской свиты Салымского месторождения / В.А. Ершов, В.С. Носова, М.Ю. Зубков [и др.] // Геология нефти и газа. – 1987. – № 8. – С. 54 – 58.

298. Хмелевская Л.В. Глубинный водород и его роль в генезисе нефти / Л.В. Хмелевская // Изв. АН СССР : Сер. Геология. – 1947. – № 4. – С. 94 – 107.

299. Цимбалюк Ю.А., Боркун Ф.Я., Шепелев Я.А. Обоснование методики оценки запасов нефти в верхнеюрских отложениях (баженовская и абалакская свиты) Западной Сибири // Недропользование XXI век, 2015, № 3, с. 54-61.

300. Чекалюк Э.Б. Нефтепродуктивный слой верхней мантии Земли / Э.Б. Чекалюк // Происхождение нефти и газа и формирование их промышленных залежей. – Киев : Наукова думка, 1971. – С. 37 – 51.

301. Щепеткин Ю.В. Реконструкция энергетических преобразований природной геохимической системы порода-ОВ-вода-нефть (газ) на основе детальных исследований скоплений углеводородов / Ю.В. Щепеткин, А.В. Рыльков // Энергия и механизм первичной миграции углеводородов. – Москва : Наука, 1988. – С. 66 – 72.

302. Эдер В.Г., Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г. Ихнофоссилии баженовской и георгиевской свит верхней юры Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. - 2003. - № 6, с. 517-524.

303. Эдер В.Г., Замирайлова А.Г., Занин Ю.Н., Жигульский И.А. Особенности литологического состава основных типов разрезов баженовской свиты // Геология и геофизика. 2015, № 6, с. 96-106.

304. Эдер В.Г., Замирайлова А.Г., Жигульский И.А. Литология баженовской свиты в районах Хантейской гемиантеклизы и межовского мегамыса Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. Геологиянефти и газа // 2016, № 6, с. 87-96.

305. Adams J.A.S., Weaver C.E. Thorium-to-uranium ratios as indicators of sedimentary process: example of concept of geochemical phacts. Bull. Amer. Assoc. of Petroleum Geologists/ 1958/ - v. 42/ - p/ 387-430.

306. Behar F.,Vandenbrouck V.,Tang Y., Marquis F., Espitalie J. Thermal cracking of kerogen in open and closed systems: determination of kinetic parameters and stoichiometric coefficients for oil and gas generation // Org. Geochem., 1997, v. 26 (5-6), p. 321-339.

307. Burnham A.K. A chemical kinetic model of vitrinite maturation and reflectance / A.K. Burnham, J.J. Sweeney // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1980. – Vol. 53. – P. 649 – 661.

308. Degens E., Khoo F., Michaelis W. Uranium anomaly in black Sea Sediments // Nature. 1997. – Vol. 269. № 5629/ P. 566-569.

309. Delineating fractures in the sub-seismic domain through seismic and image log analysis: a North Sea case study / R.M. Williams, E. Pascual-Cebrian, J.C. Gutmanis, J. S. Paton // First Break. – 2017. – Vol. 35, No. 3. – P. 49 – 57.

310. DiCarlo D. A. The effect of wettability on Three-Phase Relative Permeability / D. A. DiCarlo, A. Sahni, M. J. Blant // Department of petroleum engineering, Stanford University. Stanford. CA 94305-2220. – 1999. – P. 1 – 22.

311. Dorn G. A. Post-stack attribute-based fracture characterization: A case study from the Niobrara shale / G. A. Dorn, J. Dominguez // First Break. – 2017. – Vol. 35, No. 5. – P. 85 – 89.

312. Espitalié J. Petroleum potential of terrestrial and marine organic matter in Jurassic sequences of the northern North Sea and offshore mid-Norway / J. Espitalié, E. Lafargue, S. Eggen // Generation, Accumulation, and Production of Europe's Hydrocarbons : Oxford University Press ; Ed. Spencer A.M. – 1991. – P. 49 – 63.

313. Espitalié J. Use of T_{max} as f maturation index for different types of organic matter. Comparison with witrinite reflectance / J. Espitalié, // Thermal modeling in sedimentary basins ; Ed. J. Burrus. – Paris : Editions Technip, 1985. – P. 97 – 475.

314. Hale D. Methods to compute fault images, extract fault surfaces and estimate fault throws from 3D seismic images / D. Hale // Geophysics. – 2012. – Vol. 78, No. 2. – P. 33 – 43.

315. Jaglan H. Unconventional seismic attributes for fracture characterization / H. Jaglan, F. Qayyum, H. Huk // First Break. – 2015. – Vol. 33, No. 3. – P. 101 – 109.

316. Kauerauf A.I., Hantschel T. Fundamentals of basin and petroleum systems modeling. Dordrecht-Heidelberg-Landon-New York, Springer, 2009, 476 p., doi: 10.1007/978-3-540-72318 9.

317. Lafargue E. Application of a new pyrolysis technique to determination of source-rock types and oil/source-rocks correlations / E. Lafargue, F. Behar // Geochim. et Cosmochim. Acta. – 1989. – Vol. 53, No. 11. – P. 2973 – 2983.

318. Lloid M.K., Trembath-Reichert E., Dawson R.S., Feakins J., Mastalerz M., Orphan V.J., Sessions L., Eiler M. Methoxyl stable isotopic constraints on the origins and limits of coal-bed methan / M.K. Lloid, E. Trembath-Reichert, R.S. Dawson, J. Feakins, M. Mastalerz, V.J. Orphan, L. Sessions, M. Eiler // Science. - 2021/DOI: 10.1126/science.abg0241.

319. Nurhasan A. Interpretation of wrench faulting and fault-related pressure compartmentalization, Wattenberg Field, Denver Basin Colorado / A. Nurhasan, T. L. Davis // First Break. – 2016. – Vol. 34, No. 2. – P. 53 – 61.

320. Primary cracking of kerogens. Experimenting and modeling C1, C2-C5, C6-C15, and C15+ classes of hydrocarbons formed / J. Espitalié, P. Ungerer, H. Irwin, F. Marquis // Advances in organic geochemistry 1987, Organic geochemistry. – 1988. – Vol. 13. – P. 893 – 899.

321. Reflectance of vitrinite as a control of thermal history of sediments [Text] / B. Durand, J. Alpern, J. L. Pition, B. Pradier // Thermal modeling of sedimentary basins; Ed. J. Burrus, 1986. – P. 441 – 474.

322. Sundararaman P., Merz P.N., Mann R.G. Determination of kerogen activation energy distribution // Energy Fuels, 1992, v. 6, p. 793-803.

323. Tissot B. P. Petroleum formation and occurrence [Text] / B. P. Tissot, D. H. Welte. – Springer-Verlag, Berlin, 1984. – p. 699.

324. Ungerer P., Pelet R. Extrapolation of the kinetics of oil and gas formation from laboratory experiments to sedimentary basins // Nature, 1978, v. 327, p. 52-54, 10.1038/327052a0.

325. Welhan J. A. Methane and hydrogen in East Pacific Rise hydrothermal fluids [Text] / J. A. Welhan, H. Craig // Geophys. Res. Lett. – 1979. – Vol. 6, No. 11. – P. 829 – 831.

326. Zubkov M. Yu. The role of hydrothermal solutions in the alteration of organic matter and formation of reservoir rocks [Text] / M. Yu. Zubkov, G. Yu. Shvedenkov, A. V. Savinov // Abstracts. Second International Simposium «Thermodynamics of natural processes» and Russian Symposium «Thermodynamics in geology», 13-20 September. – Russia : Novosibirsk, 1992. – P. 148.

327. Zucconi V. Gas potential evaluation offshore Croatia to trigger renewed exploration / V. Zucconi, V. Memmo, M. Krpan, I. Butorac, P. Esestime, K. Rodriguez, N. Yodgson // FIRST BREAK. - 2019. - V 37. - № 11. - P. 85-91.

СПИСОК РИСУНКОВ

Рисунок 1.1 – Фотографии образцов метапесчаника (а), кремнистого сланца (б), снимки РЭМ микрокаверн в метапесчанике (в) и кремнистом сланце (г), фотографии петрографических шлифов, прокрашенных красной смолой метапесчаника (д) и кремнистого сланца (е). 12

Рисунок 1.2 – Литологический разрез по скважине 3520 Убинского месторождения (по [96] с добавлениями) 13

Рисунок 1.3 – Фотография образца кварцитопесчаника (а), снимки РЭМ гидротермальных минералов в трещинах и кавернах (б, в), фотография петрографического шлифа, полученная с анализатором (г), скв. 134 Р Урьевское месторождение, (по [97])..... 14

Рисунок 1.4 – Фотография образца гидротермального силицита (а), его спектр ЯМР (б), снимки РЭМ (в, г) и фотографии прозрачных петрографических шлифов, покрашенных красной смолой (д, е), скв. 2П, Северо-Варьеганское месторождение (по [111] с добавлениями) 15

Рисунок 1.5 - Фотографии петрографических шлифов (с анализатором) образцов кремнистых известняков, отобранных из кровли ДК Северо-Варьеганского месторождения..... 16

Рисунок 1.6 – Литолого-геохимический разрез по скважине 10-П Северо-Варьеганского месторождения 17

Рисунок 1.7 – Фотографии образца, сложенного гидротермальным силицитом (светло-серое) и кремнистым сидеритолитом (тёмно-бурое) (а), спектр ЯМР гидротермального силицита (б), его снимки РЭМ (в, г) и фотографии прокрашенных красной смолой петрографических шлифов (д, е); рядом со снимками расположены элементные спектры кварца (в) и каолинита (г), полученные на этих снимках, скв. 5Р, Ханты-Мансийское месторождение 18

Рисунок 1.8 – Фотографии трещино-кавернозных образцов кислых эффузивов (а, б), снимки РЭМ (в, г) и фотографии петрографических шлифов, прокрашенных красной смолой (д, е), отобранные из скв. 2287 Даниловского (а, в, д) и скв. 10163 Северо-Даниловского (б, г, е) месторождений, рядом со снимками расположены элементные спектры, полученные с кристаллов альбита (в) и с площади снимка (г). 19

Рисунок 1.9 – Диаграмма мольная доля CO_2-температура с нанесенными на нее фигуративными точками, соответствующими сериями проведенных экспериментов в системе H_2O-CO_2, Р = 70Мпа 24

Рисунок 1.10 – Фотографии КИ (а, в) и снимки РЭМ их поверхности (б, г) после воздействия на них ГФ, имевших Т = 295°С и χ_{CO2} = 0,0038 (в, г, серия СВ-1) 25

Рисунок 1.11 – Фотографии образцов КИ (а, в) и снимки РЭМ их поверхности (б, г), после воздействия на них ГФ, имевших Т = 315°С и χ_{CO2} = 0,0038 (а, б, серия СВ-3) и Т = 360°С и χ_{CO2} = 0,0080 (в, г, серия 0.5-1)..... 26

Рисунок 1.12 – Снимки РЭМ поверхности образцов КИ (а, б, г) и внешнего вида образца (в) после воздействия на них ГФ, имевших т = 360°С и χ_{CO2} = 0,0079 (а, б, серия 0.5-1) и Т = 235°С и χ_{CO2} = 0,089 (в, г, серия H_2O-CO_2) 28

Рисунок 1.13 – Фотографии образцов КИ (а, в) и снимки РЭМ их поверхности (б, г) после воздействия на них ГФ, имевших Т = 290°С и χ_{CO2} = 0,075 (а, б, серия H_2O-CO_2) и Т = 245°С, χ_{CO2} = 0,5 (в, г, серия СВ-2) 29

Рисунок 1.14 – Фотография КИ (а) и снимки РЭМ его поверхности (б-г) после воздействия на него ГФ, имевшего Т = 245°С и χ_{CO2} = 0,34 (серия СВ-2) 30

Рисунок 1.15 – Фотографии образцов КИ (а, в, г) и снимок РЭМ поверхности (б) после воздействия на них ГФ, имевших Т = 295°С и χ_{CO2} = 0,5 (а, б, серия СВ-4) и Т = 410°С (в), 215°С (г) и χ_{CO2} = 1,0 (в, г, серия CO_2)..... 31

Рисунок 1.16 – Хроматограмма газовой фазы (детектор по теплопроводности), полученная после завершения эксперимента по воздействию на образец кремнистого известняка ГФ, имевшего Т = 275°С и χ_{CO2} = 0,15..... 32

Рисунок 1.17 – Снимки РЭМ поверхности образцов КИ (а-г) после воздействия на них ГФ, имевшего температуру 400 °С и содержавшего в своем составе 36.8 г\л NaCl и 3.1 г/л $CaCl_2$, а также 0.48 г/л CO_2 33

Рисунок 1.18 – Фотография образца КИ (а) и снимки РЭМ его поверхности (б-г) после воздействия на него ГФ, имевшего Т = 390°С и содержание H_2O_2 в его составе, равное 37.5%. 37

Рисунок 1.19 – Снимки РЭМ поверхности того же образца (а-г) и фотографии его обломков, поднятых со дна автоклава (д, е) 37

Рисунок 1.20 – Фотография образца КИ (а) и снимки РЭМ его поверхности (б-г) после воздействия на него ГФ, имевшего Т = 295°С и содержание H_2O_2 в его составе, равное 43%.... 39

Рисунок 1.21 – Фотографии образца КИ (а), увеличенного фрагмента его обломка (г) и снимки РЭМ его поверхности (б, в) после воздействия на него ГФ, имевшего Т = 295°С и содержание H_2O_2 в его составе, равное 29% 41

Рисунок 1.22 – Фотографии образца КИ (а) и его обломка (г), снимки РЭМ его поверхности (б, в) после воздействия на него ГФ, имевшего Т = 295°С, содержание солей – 36.8 г/л NaCl и 3.1 г/л $CaCl_2$ и концентрацию H_2O_2 в его составе, равную 29%..... 42

Рисунок 1.23 – Фотография КИ (а) и снимки РЭМ его поверхности (б, в) после воздействия на него ГФ, имевшего Т = 410°С и содержавшего в своем составе 1.0N HCl 43

Рисунок 1.24 – Снимки РЭМ поверхности образца КИ (а-в) после воздействия на него ГФ, имевшего Т = 410°С и содержавшего в своем составе 0,8N HCl 44

Рисунок 1.25 – Фотография образца КИ (а) и снимки РЭМ (б-г) его поверхности после воздействия на него ГФ, имевшего Т = 410°С и содержавшего в своем составе 0,1N HCl, г – снимок РЭМ поверхности другого образца КИ после воздействия на него ГФ, имевшего ту же температуру и присутствием в его составе 0,05N HCl..... 47

Рисунок 1.26 – Результаты хроматографического и ИК-спектрометрического анализов нефти из скв. 3550 (а), а также спиртобензольных экстрактов из среднеюрских продуктивных отложений (б) и кровельной части доюрского комплекса (в), вскрытых скв. 3520 Убинского месторождения (по [65; 80]) 55

Рисунок 1.27 – Результаты хроматографического анализа нефти (а) и спирто-бензольных экстрактов (б-д) из нижнекарбоновых (а, б, д) и нижнеюрских (в, г) отложений Северо-Варьеганского месторождения: а – нефть из гидротермальных силицитов (скв. 2П) 55

Рисунок 1.28 – Результаты хроматографического и ИК-спектрометрического анализов спиртобензольных вытяжек из верхнеюрских отложений (а) и кровельной части доюрского комплекса (б), вскрытых скв. 6276 Северо-Даниловского месторождения..... 56

Рисунок 1.29 – Сейсмовременной и литологический разрезы, проходящие через скв. 2П (а) и прогнозная схема расположения зон развития вторичных коллекторов тектоно-гидротермального происхождения для кровельной части доюрского комплекса Северо-

Варьеганского месторождения (б); отражающие горизонты: А –первое (сверху) устойчивое отражение в породах фундамента: К1 – соответствует границе между кровельной частью фундамента и подошвой юрских отложений (котухтинская свита). 57

Рисунок 1.30 – Сейсмовременной разрез, проходящий через скв. 5Р (а) и прогнозная схема расположения зон развития вторичных коллекторов тектоно-гидротермального происхождения в кровельной части доюрского комплекса Ханты-Мансийского месторождения (б)..... 58

Рисунок 1.31 – Р-Т диаграмма для определения давления, возникающего вследствие разложения карбонатов под действием кислых гидротерм и оценки величины депрессии, формирующейся из-за последующего охлаждения поровых флюидов. 60

Рисунок 2.1 – Фотографии окремненных образцов полноразмерного керна, (а, б) и снимки РЭМ регенерированного зерна (в), а также новообразованных кристаллов кварца (г), нижняя юра; на вставке (б) приведены фотографии петрографических шлифов кремнистого аргиллизита, снятые без (слева) и с (справа) анализатором 65

Рисунок 2.2 – Фотографии полноразмерного образца «псевдокварцита» (а) и его увеличенный фрагмент (б), петрографических шлифов, прокрашенных голубой (врезка (б, г) и красной (д) смолой, изготовленных из «псевдокварцитов» и снимки РЭМ их поверхности (в, е) 66

Рисунок 2.3 – Фотография прокрашенного красной смолой петрографического шлифа (а) и снимки РЭМ (б-е) выщелоченных гидротермальными растворами обломков различных минералов, входящих в состав юрских отложений 67

Рисунок 2.4 – Снимки РЭМ кристаллов кварца с расположенными на их поверхности агрегатами каолинита и диккита (а, б), микроголулярным кварцем (в) и аргиллизированными обломочными зернами (г-е), отложения юрского возраста 68

Рисунок 2.5 – Зависимости величин пористости (+) и остаточной водонасыщенности (.) образцов от относительного содержания каолинита и/или диккита в составе глинистого цемента (а) и литолого-петрофизический разрез по скв. 5269 Талинской площади (б), нижняя юра, пласт $ЮК_{10}$ 69

Рисунок 2.6 – Фазовая диаграмма минералов в системе K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O при 250°С и 100 МПа (а) и снимки РЭМ минералов, присутствующих на ней, образующихся из гидротермальных растворов в юрских отложениях (б-д) 70

Рисунок 2.7 – Снимки РЭМ эпигенетических (гидротермальных) альбита (а, б), магнезиально – железистого кальцита (в) и сидерита (г), встречных в поровом пространстве среднеюрских отложений 73

Рисунок 2.8 – Снимки РЭМ (а, б) и фотографии петрографических шлифов (в, г) «сноповидных» зерен сидерита, снятые без (сверху) и с (снизу) анализатором, Узбекское месторождение, верхняя юра 74

Рисунок 2.9 – Снимки РЭМ и элементные спектры присутствующих на них сульфидов гидротермального происхождения (верхне- и среднеюрские отложения)..... 75

Рисунок 2.10 – Снимки РЭМ сульфидов (а-е), сульфатов (г) и фосфатов (д, е), встреченных в нижне- и среднеюрских отложениях Красноленинского месторождения 76

Рисунок 2.11 – Фотография поверхности верхнеюрского песчаника (а) и снимки РЭМ трещин в породах баженовской свиты с элементными спектрами микрообъектов, отложившихся из гидротермальных растворов на их поверхности (б-е) 77

Рисунок 2.12 – Примеры воздействия гидротерм на нафтиды в юрских отложениях 79

Рисунок 2.13 – Битумы в верхнеюрских отложениях 80

Рисунок 2.14 – Диаграмма температура-мольная доля CO_2, с нанесенными на ней фигуративными точками, соответствующими условиям проведения гидротермальных экспериментов в системе H_2O-CO_2 82

Рисунок 2.15 – Фотографии образцов алевритистого (а) и слабо углистого (в) песчаников и снимки РЭМ их поверхности (б, г, д) после воздействия на них гидротермальных флюидов, имевших Т=235°С, χCO2=0,1 (а, б) и χCO2-0,11 (в-д) 85

Рисунок 2.16 – Фотографии образцов углистого аргиллита (а, б), а также снимки РЭМ поверхности последнего образца (в) и осадка, поднятого со дна автоклава того же образца (г) после воздействия на них гидротермального флюида, имевших Т=275°С, χ_{CO2}=0,001 (а) и χ_{CO2}=0,003 (б-г) 86

Рисунок 2.17 – Фотографии образцов углистого аргиллита (а), алевритистого (в) и слабоуглистого (д) песчаников, а также снимки РЭМ их поверхности (б, г, е, ж) после воздействия на них гидротермальных флюидов, имевших Т=290°С, χ_{CO2}=0,079 (а, б), χ_{CO2}=0,105(в, г), χ_{CO2}=0,124 (д-ж) 87

Рисунок 2.18 – Фотографии слабо углистого (а) и углистого (г) аргиллитов, а также снимки РЭМ их поверхности (б, в, д) и осадка, поднятого со дна автоклава последнего эксперимента (е) после воздействия на них гидротермальных флюидов, имевших Т=360°С, χ_{CO2}=0,006 (а-в) и χ_{CO2}=0,0079 (г-е) 89

Рисунок 2.19 – Фотографии образцов слабо углистого алевролита (а, б) и снимок РЭМ поверхности последнего образца (в) после воздействия на них гидротермальных флюидов, имевших Т=360°С, χ_{CO2}=0 (а) и χ_{CO2}=0,0009 (б, в) 90

Рисунок 2.20 – Фотографии образцов слабо углистого алевролита (а) и слабо углистого аргиллита (г), а также снимки РЭМ их поверхности (б, в, д, е) после воздействия на них гидротермальных флюидов, имевших Т=360°С и χ_{CO2}=0,5 91

Рисунок 2.21 – Снимки РЭМ осадка, образовавшегося на дне автоклава, после воздействия на слабо углистый аргиллит гидротермального флюида, имевшего Т=360°С и χ_{CO2}=0,5 92

Рисунок 2.22 – Хроматограммы газовой фазы, отобранной из автоклавов после завершения экспериментов, полученные с помощью детектора по теплопроводности (а) и пламенно-ионизационного детектора (б) 96

Рисунок 2.23 – Литологические разрезы с зонами осветления базальных юрских отложений и кровельной части доюрского комплекса по скважинам Убинского (а) и Северо-Варьеганского (б) месторождений 97

Рисунок 2.24 – Фотография образца углисто-алевритистого аргиллита (а) и снимки РЭМ его поверхности (б-г) после воздействия на него ГФ, имевшего соотношение H_2O/H_2O_2, равное 8/0 100

Рисунок 2.25 – Фотографии образцов углисто-алевритистого аргиллита (а, в) и снимки РЭМ их поверхности (б, г) после воздействия на них ГФ, имевших соотношение H_2O/H_2O_2, равное 7/1 (а, б) и 6/2 (в, г) 101

Рисунок 2.26 – Фотография образца углисто-алевритистого аргиллита (а) и снимки РЭМ его поверхности (б-г) после воздействия на него ГФ, имевшего соотношение H_2O/H_2O_2, равное 5/3 102

Рисунок 2.27 – Фотография образца песчаника (а) и снимки РЭМ его поверхности (б, в) после воздействия на него ГФ, имевшего соотношение H_2O/H_2O_2, равное 8/0, снимок РЭМ поверхности того же песчаника после воздействия на него ГФ, имевшего соотношение H_2O/H_2O_2, равное 5/3 (г) и снимки РЭМ осадка в автоклаве после этого опыта (д, е) 104

Рисунок 2.28 – Фотография образца углистого аргиллита (а) и снимки РЭМ его поверхности (б-г) после воздействия на него ГФ, имевшего соотношение H_2O/H_2O_2, равное 8/0..... 105

Рисунок 2.29 – Фотография образца углистого аргиллита (а) и снимки РЭМ его поверхности (б-г) после воздействия на него ГФ, имевшего соотношение H_2O/H_2O_2, равное 5/3..... 106

Рисунок 2.30 – Фотографии исходного образца «пестрого» гравелита (а) и того же образца после гидротермального воздействия (б), а также снимок РЭМ поверхности последнего (в), соотношение H_2O/H_2O_2, равно 5/3..... 108

Рисунок 2.31 – Оптико-поляризационная модель надсбросной флексуры 117

Рисунок 2.32 – Однослойная однородная оптико-поляризационная модель прогиба 117

Рисунок 2.33 – Многослойная разноплотностная оптико-поляризационная модель прогиба... 118

Рисунок 2.34 – Графики изменения значений касательных напряжений в вертикальном направлении в однослойной однородной (а) и многослойной разноплотностной (б) оптико-поляризационных моделях прогибов в их осевой части и плечах 120

Рисунок 2.35 – Трехслойные разноплотностные оптико-поляризационные модели симметричного антиклинального (а, б) и трапециевидного плосковершинного (в, г) поднятий 121

Рисунок 2.36 – Многослойная разноплотностная оптико-поляризационная модель (построенная по сейсмовременному разрезу 1 (участок 3D) Ем-Еговского месторождения в интервале верхнеюрских отложений) 123

Рисунок 2.37 – Фрагмент сейсмовременного разреза Пальяновской площади с расположенной на нём скв. 12366 (а) и результатами интерпретации оптико-поляризационной модели, построенной на его основе (б, в); на врезке (в) приведена фотография шлифа интенсивно уплотненного кварцевого песчаника (Кп = 6%), отобранного из интервала тюменской свиты, вскрытой этой скважиной..... 125

Рисунок 2.38 – Поля напряжений в многослойной оптико-поляризационной модели, содержащей клиновидные слои, деформируемой поднятием пологой антиклинали 126

Рисунок 2.39 – Примеры сейсмовременных разрезов с зонами просадки (разуплотнения) осадков над антиклинальными структурами (а, в) и «бескорневыми» поднятиями (б, в), выделенными точеным крапом..... 127

Рисунок 2.40 – Фотографии фрагментов двумерной седиментационной модели с «бескорневыми» поднятиями до (а) и после (б) ее препарирования, образовавшимися в результате последовательного роста соседних антиклинальных блоков..... 128

Рисунок 2.41 – Фотографии двумерной седиментационной модели главного поднятия Кальчинского месторождения с опрокинутой складкой и «застывшими волокнами» (а) и той же модели после препарирования «застывших волн» (б)..... 129

Рисунок 2.42 – Фотографии двумерной седиментационной модели в исходном состоянии (а), после роста центрального поднятия с образованием над ним зоны разуплотнения или просадки осадков (б) и вид сверху на вышедшую на поверхность модели зону разуплотнения (в) 130

Рисунок 2.43 – Результаты препарирования компетентных слоев двумерной седиментационной модели главного поднятия Кальчинского месторождения 131

Рисунок 2.44 – Фотографии оптической модели последовательно растущих антиклинальных блоков (а, в), а также седиментационной модели с теми же блоками (б, г-е) – с изменяющимися размерами зон трещиноватости и раскрытости трещин, присутствующих в них, образовавшихся над попеременно растущими поднятиями 132

Рисунок 2.45 – Результаты трехмерного тектоно-седиментационного моделирования 134

Рисунок 2.46 – Структурно-прогнозная схема размещения залежей углеводородов и зон повышенной продуктивности в юрских отложениях Славинского месторождения (по данным сейсморазведки и тектонофизического моделирования) 136

Рисунок 2.47 – Фрагмент сейсмовременного разреза (Узбекское месторождение) со следами гидротермальной деятельности (а); P-T диаграмма, описывающая поведение поровой воды при ее нагреве глубинным высокоэнтальпийным флюидом и последующего ее охлаждения (б) ... 138

Рисунок 2.48 – Зависимость величины пористости осадочных пород от температуры гидротермального флюида внедрившегося в их поровое пространство 145

Рисунок 3.1. Мощность отложений баженовской свиты (по [М.Ю. Зубкову, 1984] 149

Рисунок 3.2. Содержание органического вещества в баженовской свите 150

(по [А.Э. Конторовичу и А.С. Фомичеву, 1982]) 150

Рисунок 3.3. Значения пластовой температуры по кровле баженовской свиты 151

(по [А.Р. Курчикову и А.Г. Плавнику, 2015]) 151

Рисунок 3.4. Толщина флюидоупоров, перекрывающих баженовскую свиту 152

(по [М.Ю. Зубкову, 1984] с добавлениями) 152

Рисунок 3.5. Мощность флюидоупоров, подстилающих баженовскую свиту 153

(по [М.Ю. Зубкову, 1984] с добавлениями) 153

Рисунок 3.6. Значения кажущегося сопротивления отложений баженовской свиты 154

(по [М.Ю. Зубкову, 1984] с добавлениями) 154

Рисунок 3.7. Величина удельной нефтегенерации отложений баженовской свиты 155

(по [М.Ю. Зубкову, 1984] с добавлениями) 155

Рисунок 3.8. Карта-схема региональных перспектив отложений баженовской свиты 156

(по [М.Ю. Зубкову, 1984] с добавлениями) 156

Рисунок 3.9 – Литологические типы пород баженовской свиты (а, б) и их распределение в ее разрезе (в) 160

Рисунок 3.10 – Сводный литологический разрез баженовской и абалакской свит Салымского месторождения 163

Рисунок 3.11 – Сводный литологический разрез верхнеюрских отложений центральной части Красноленинского свода 169

Рисунок 3.12 – Трещины в силицитах 177

Рисунок 3.13 – Фотографии петрографического шлифа, снятые без (а) и с (б) анализатором и снимки РЭМ (в, г) с результатами элементного анализа силицита, баженовская свита, Тортасинское (а, б) и Маслиховское (в, г) месторождения 178

Рисунок 3.14 – Силициты и радиоляриты (Тортасинский ЛУ) 179

Рисунок 3.15 – Фотографии петрографических шлифов (с анализатором) исходных кремнисто-карбонатных пород (а, б) и снимки РЭМ образовавшихся по аналогичным породам гидротермальных силицитов (в, г). Месторождения: а, б - Маслиховское; в – Верхне-Салымское; г – Приобское 180

Рисунок 3.16 – Фотографии полноразмерных образцов карбонатных коллекторов трещинно-кавернозного типа, снятые в «белом» (а, в, д, ж) и ультрафиолетовом (б, г, е, з) свете 181

Рисунок 3.17 – Битумы и минералы гидротермального происхождения на поверхности трещин и каверн в карбонатных породах 182

Рисунок 3.18 – Минералы гидротермального происхождения на поверхности трещин (а, б) и в микрокавернах (в, г) карбонатных пород 182

Рисунок 3.19 – Фотографии полноразмерных образцов копролитов фосфорито-карбонатного состава, снятых в «белом» (а) и ультрафиолетовом (б) свете, а также снимки РЭМ фосфоритовых копролитов (в, г), Пальяновская площадь 183

Рисунок 3.20 – Фотографии прозрачных петрографических шлифов (а, в) и спектры (б, г) копролитовых фосфоритов (а, б) и копролитовых карбонатов (в, г), Пальяновская площадь, отложения баженовской свиты (нижне-тутлеймской подсвиты) 184

Рисунок 3.21 – Доломитовый радиолярит в проходящем (а) и поляризованном (б) свете; «пиритовый» образец в проходящем (в) и отраженном (г) свете, красное на снимке в – смола, Салымское месторождение 185

Рисунок 3.22 – Номограмма для определения величины вторичной пористости ($V_{вт}$) , образующейся за счет превращения $ОВ_{исх}$ в нафтиды 186

Рисунок 3.23 – Схемы изменения содержания ОВ, нормированного к 1 (а) и современной пластовой температуры (б) в отложениях баженовской свиты Салымского месторождения ... 187

Рисунок 3.24 – Зависимость величины общей пористости от минерального состава пород баженовской свиты 188

Рисунок 3.25 – Фотографии шлифов без (а) и с (б) анализатором, пирограмма (в) и спектры ЯМР слабо кремнистого битуминозного аргиллита до и после термического воздействия и последующего насыщения его керосином (г), Каменная площадь, баженовская свита 190

Рисунок 3.26 – Фотографии шлифов без (а) и с (б) анализатором, пирограмма (в) и спектры ЯМР карбонатно-кремнистого образца до, и после термического воздействия и последующего насыщения его керосином (г), Каменная площадь, абалакская свита 191

Рисунок 3.27 – Фотографии кремнистых (а, б) и карбонатных (в, г) образцов, отобранных из баженовской свиты с пленками битума на поверхности трещин и каверн, присутствующих в них 195

Рисунок 3.28 – Минералы и битум гидротермального происхождения, присутствующие на поверхности трещин и каверн в кремнистых и карбонатных литологических типах пород, входящих в состав баженовской свиты и ее аналогов 196

Рисунок 3.29 – Битумы в баженовской свите и ее аналогах, имеющие различную консистенцию (а, б) и размеры (в, г), а также кристаллы кварца с увеличенными фрагментами поверхностей их граней с микроструктурой пленок битумов, покрывающих их (д, е) 197

Рисунок 3.30 – Снимок образца с пленкой битума, на поверхности которого присутствует мелкокристаллическая самородная сера (а), увеличенный фрагмент поверхности битума, на которой отмечаются многочисленные мелкие кристаллы самородной серы (б) и прозрачный петрографический шлиф с микролинзой битума, окруженной многочисленными мелкими кристаллами самородной серы (в) 197

Рисунок 3.31 – Битум в кремнистых и кремнисто-карбонатных типах пород баженовской свиты 198

Рисунок 3.32 – Трещиновато-кавернозные и пористые разновидности карбонатных пород баженовской свиты, содержащие в себе термически метаморфизованный битум 199

Рисунок 3.33 – Литолого-пиролитические характеристики различных типов пород в составе баженовской свиты Маслиховского месторождения 200

Рисунок 3.34 – Фотографии прозрачных петрографических шлифов с граничной зоной на контакте пород-генераторов нафтидов и породами-коллекторами, обогащенной битумом; а – Средне-Назымская площадь, б, в – Баженовский полигон; г – Верхне-Салымское месторождение 201

Рисунок 3.35 – Пирограммы битума и образцов пород баженовской свиты и нижнетутлеймской подсвиты (а и б, соответственно), а также спектры ЯМР битума и шума (в) 202

Рисунок 3.36 – Фотографии петрографических шлифов, результаты капельной хроматографии и пирограммы образцов, отобранных из нижнетутлеймской подсвиты (Пальяновская площадь) 203

Рисунок 3.37 – Пирограммы и результаты капельной хроматографии образцов, отобранных из нижнетутлеймской подсвиты с различным содержанием в их составе нафтидов и битума (Ем-Еговская площадь) 204

Рисунок 3.38 – Масс-хроматограммы по общему току (TIC) образца баженовской свиты (а, б) и хроматограмма «легкой» нефти (в) 205

Рисунок 3.39 – Газово-жидкое включение в кристалле гидротермального кварца 206

Рисунок 3.40 – Фотографии поверхности образцов после воздействия на них гидротермальных флюидов, имевших различный состав и температуру 207

Рисунок 3.41 – Фотографии образцов и генерированного ими битума после воздействия на них гидротермальных флюидов, имевших различный состав и температуру 208

Рисунок 3.42 – Спектры времени релаксации T2 (а, б) спиртобензольного экстракта и зависимость его объемного водородосодержания (ОВС) от его массы по мере его термодистилляции от 87 до 350°С (в) 212

Рисунок. 3.43 – Соотношение между содержанием углерода и урана 217

Рисунок 3.44 – Фрагменты Eh-pH-диаграмм полей устойчивости различных окислов урана и полей преобладания его комплексных соединений в растворе при различных температурах ∑[CO2] = 1,0 моль/кг H2O 218

Рисунок 3.45 – Фотография поверхности аншлифа в отраженном свете с микровключениями настурана (светло-серое) в битуме (серое), ув. 300х 221

Рисунок 3.46 – Зависимость содержаний урана от концентрации органического углерода в различных зонах верхнеюрских отложений центральной части Красноленинского свода 222

Рисунок 3.47 – Зависимость концентрации U от содержания MnO в карбонатных литотипах, в составе которых присутствует манганокальцит 223

Рисунок 3.48 – Гамма-каротажная кривая в интервале залегания баженовской свиты с четырьмя интервалами отбора образцов (а) и зависимость U-P2O5 в образцах пород баженовской свиты (б) 224

Рисунок 3.49 – Фотографии петрографических шлифов образцов с ихтиодетритом, отобранных из баженовской свиты 224

Рисунок 3.50 – Два высокорадиоактивных продуктивных интервала в отложениях баженовской свиты (скв. 554Э, Салымское месторождение) 225

Рисунок 3.51 – Снимки РЭМ поверхности пустот в «пиритовом» слое с кристаллами самородной серы и мелкозернистыми агрегатами керитовидного битума, обогащенного настураном, скв. 554Э, Салымское месторождение 226

Рисунок 3.52 – Снимок РЭМ эпигенетических («гидротермальных») кристаллов апатита на поверхности трещин, покрытых «корочкой» доломита, кровельная часть абалакской свиты, Ем-Еговская площадь 230

Рисунок 3.53 – Снимок РЭМ каплевидного органоминерального образования, обогащенного U и Th 231

Рисунок 3.54 – Схема расположения месторождений, из верхнеюрских отложений которых отбирались образцы карбонатов на литологический и изотопный анализы 233

Рисунок 3.55 – Фотографии прозрачных петрографических шлифов, снятых без анализатора (а, б, г) и полноразмерного образца керна (в) 235

Рисунок 3.56 – Фотографии трещиноватых карбонатных образцов (а, в) и изготовленных из них прозрачных петрографических шлифов, снятых без анализатора (б, г), верхнеюрские отложения, Кечимовское, скв. 4503 (а, б) и Южно-Ягунское, скв. 296П (в, г) месторождения 236

Рисунок 3.57 – Фотографии трещиноватых карбонатных образцов (а, в) и изготовленных из них прозрачных петрографических шлифов (б, г-е), снятых без анализатора, баженовская свита, Тортасинское, скв. 4Р (а, б) и Западно-Салымское, скв. 592, обр.3 (в-е) месторождения 239

Рисунок 3.58 – Фотографии трещиноватых карбонатных образцов (а, в) и изготовленных из них прозрачных петрографических шлифов, снятые без анализатора (б, г). Отобранных из отложений баженовской свиты, скв. 592 241

Рисунок 3.59 – Пример выделения потенциально продуктивных пластов (ППП) в отложениях баженовской и абалакской свит по данным ГИС 245

Рисунок 3.60 – Примеры базовых сейсмопрофилей (а, г) и расшифровка построенных на их основе оптико-поляризационных моделей (б, в, д, е); а – Пальяновская площадь, г – Салымское месторождение 248

Рисунок 3.61 – Оптико-поляризационная модель, построенная по одному из сейсмопрофилей Пальяновского месторождения (а) и её расшифровка (б, в) 250

Рисунок 3.62 – Результаты препарирования компетентных слоев двумерной седиментационной модели главного поднятия Кальчинского месторождения с распределением в них разрывных дислокаций (а), системы трещин, сформировавшихся на начальной стадии роста поднятия (б) и после завершения его роста (в) 251

Рисунок 3.63 – Результаты обработки данных по двумерному тектоно-седиментационному моделированию 252

Рисунок 3.64 – Фрагмент структурной карты Каменной площади по горизонту А (а), фотография антиклинального блока, имитирующего эту положительную структуру (б), распределение трещин в компетентных слоях трехмерной седиментационной модели, образовавшихся в них вследствие роста этой антиклинальной структуры (в-д) и зависимость трещинной «пористости», образовавшейся в компетентных слоях этой модели от расстояния до вершины антиклинального блока (е) 254

Рисунок 3.65 – Фотография зоны разуплотнения трехмерной седиментационной модели Каменной площади (см. предыдущий рисунок), вышедшая на ее поверхность (а) и ее проекция на гидрографическую карту этого же участка (б) 255

Рисунок 3.66 – Зависимость начальных дебитов нефти из скважин от их расстояния до оси главной зоны разуплотнения (а) и структурно-прогнозная схема размещения трещинных коллекторов в бажено-абалакском комплексе Пальяновской площади (б) (по данным сейсморазведки и тектонофизического моделирования) 256

Рисунок 3.67 – Структурно-прогнозная схема размещения трещинных коллекторов в бажено-абалакскомком комплексе Ем-Еговской площади (а) и зависимость начальных дебитов нефти из скважин, вскрывших его, от их расстояния до главной оси зоны разуплотнения (б) 262

Рисунок 4.1 – Фотографии прозрачного петрографического шлифа (а) и РЭМ (б-г) пород-коллекторов мелового возраста, подвергшихся тектоно-гидротермальному воздействию 265

Рисунок 4.2 – Снимки РЭМ эпигенетических минералов в меловых отложениях 266

Рисунок 4.3 – Фотографии РЭМ эпигенетических минералов гидротермального происхождения 267

Рисунок 4.4 – Снимки РЭМ эпигенетических сульфидов гидротермального происхождения в меловых отложениях 267

Рисунок 4.5 – Снимки РЭМ сульфидов гидротермального происхождения в меловых отложениях 268

Рисунок 4.6 – Снимки РЭМ редкоземельных карбонатов и окислов гидротермального происхождения 269

Рисунок 4.7 – Снимки РЭМ редкоземельных минералов гидротермального происхождения в ассоциации с тиобитумами 269

Рисунок 4.8 – Диаграммы минеральных равновесий (а, д) и снимки РЭМ эпигенетических минералов гидротермального происхождения (б-г, е) 272

Рисунок 4.9 – Фотографии трещиноватых образцов, отобранных из васюганской (а, б) и викуловской (в, г) свит 275

Рисунок 5.1 – Модифицированная диаграмма Ван-Кревелена (HI-Tmax) (а) и схема термического созревания органического вещества II типа (б) 281

Рисунок 5.2 – Модифицированная диаграмма Ван-Кревелена с результатами пиролитических исследований образцов, отобранных из кровельной части доюрского комплекса Андреевского ЛУ, Западно-Семивидовского, Западно-Тугровского и Северо-Варьеганского месторождений 284

Рисунок 5.3 – Схема расположений месторождений, в пределах которых отбирались образцы для пиролитических исследований 286

Рисунок 5.4 – Модифицированная диаграмма Ван-Кревелена (а), исходные пиролитические данные (б) и расчетные нефтегенерационные параметры (в), Андреевское месторождение, даниловская и тюменская свиты 287

Рисунок 5.5 – Модифицированная диаграмма Ван-Кревелена (а), исходные пиролитические данные (б) и расчетные нефтегенерационные параметры (в), Западно-Семидовское месторождение, даниловская свита 289

Рисунок 5.6 – Модифицированная диаграмма Ван-Кревелена (а), исходные пиролитические данные (б) и расчетные нефтегенерационные параметры (в), Западно-Тугровское месторождение, даниловская и тюменская свиты 291

Рисунок 5.7 – Модифицированная диаграмма Ван-Кревелена (а), исходные пиролитические данные (б) и расчетные нефтегенерационные параметры (в), Красноленинское месторождение, викуловская, даниловская и тюменская свиты 293

Рисунок 5.8 – Модифицированная диаграмма Ван-Кревелена (а), исходные пиролитические данные (б) и расчетные нефтегенерационные параметры (в), Лазаревское месторождение, даниловская и тюменская свиты 297

Рисунок 5.9 – Модифицированная диаграмма Ван-Кревелена (а), исходные пиролитические данные (б) и расчетные нефтегенерационные параметры (в), Сыморьяхское месторождение, даниловская и тюменская свиты 299

Рисунок 5.10 – Модифицированная диаграмма Ван-Кревелена (а), исходные пиролитические данные (б) и расчетные нефтегенерационные параметры (в), Тальниковое месторождение, даниловская и тюменская свиты 302

Рисунок 5.11 – Фотографии прозрачных петрографических шлифов различных типов углей, отобранных из отложений тюменской свиты Андреевского (а-в), Красноленинского (г) и Тальникового (д, е) месторождений 306

Рисунок 5.12 – Схема расположений месторождений и площадей, в пределах которых производился отбор образцов на пиролитические исследования 309

Рисунок 5.13 – Модифицированная диаграмма Ван-Кревелена (а), исходные пиролитические данные (б) и расчетные генерационные параметры (в), Северо-Егурьяхское месторождение, баженовская свита 310

Рисунок 5.14 – Модифицированная диаграмма Ван-Кревелена (а), исходные пиролитические данные (б) и расчетные генерационные параметры (в), Западно-Семивидовское месторождение, нижнеданиловская подсвита 311

Рисунок 5.15 – Модифицированная диаграмма Ван-Кревелена (а), исходные пиролитические данные (б) и расчетные генерационные параметры (в), Новоортъягунское месторождение, баженовская свита 316

Рисунок 5.16 – Модифицированная диаграмма Ван-Кревелена (а), исходные пиролитические данные (б) и расчетные генерационные параметры (в), Дружное месторождение, баженовская свита 317

Рисунок 5.17 – Модифицированная диаграмма Ван-Кревелена (а), исходные пиролитические данные (б) и расчетные генерационные параметры (в), Красноленинское месторождение, нижнетутлеймская подсвита 317

Рисунок 5.18 – Модифицированная диаграмма Ван-Кревелена (а), исходные пиролитические данные (б) и расчетные генерационные параметры (в), Верхне-Салымское месторождение, баженовская свита 318

Рисунок 5.19 – Зависимость средних значений $Кон_{исх}$ от средних величин T_{max}, построенная на основе пиролитических исследований образцов, отобранных из баженовской свиты и её литостратиграфических аналогов 322

Рисунок 5.20 – Модифицированная диаграмма Ван-Кревелена (а), исходные пиролитические данные (б) и расчетные генерационные параметры (в), Верхне-Салымское месторождение, баженовская свита (исправленные значения генерационных параметров нарисованы пунктирной линией, пояснения в тексте) 323

Рисунок 5.21 – Нефтегенерационные свойства и степень катагенеза ОВ, входящего в состав нижнемеловых отложений, вскрытых скв. 50 Медвежьего месторождения 326

Рисунок 5.22 – Модифицированная диаграмма Ван-Кревелена и фотография шлифа образца, содержащего V тип ОВ, Медвежье месторождение, скв. 50 327

Рисунок 5.23 – Нефтегенерационные свойства и степень катагенеза ОВ, входящего в состав верхнеюрских и нижнемеловых отложений, вскрытых скв. 739 Уренгойского месторождения 330

Рисунок 5.24 – Модифицированная диаграмма Ван-Кревелена и фотографии шлифов образцов, содержащих различные типы ОВ, Уренгойское месторождение, скв. 739 331

Рисунок 5.25 – Нефтегенерационные свойства и степень катагенеза ОВ, входящего в состав верхне- и среднеюрских, а также нижнемеловых отложений, вскрытых скв. 292 Уренгойского месторождения 333

Рисунок 5.26 – Модифицированная диаграмма Ван-Кревелена и фотографии шлифов образцов, содержащих различные типы ОВ, Уренгойское месторождение, скв. 292 334

СПИСОК ТАБЛИЦ

Таблица 1.1 – Результаты анализа изменений минерального состава образцов кремнистого известняка после воздействия на него гидротермального флюида, имевшего различную температуру и соотношение H_2O-CO_2 27

Таблица 1.2 – Результаты анализа изменений минерального состава образцов кремнистого известняка (КИ) после воздействия на него гидротермального флюида, характеризовавшегося температурой 400°С, концентрацией CO_2, равную 0.48 г/л и минерализацией 39.9 г/л..... 34

Таблица 1.3 – Результаты анализа изменений минерального состава образцов кремнистого известняка после воздействия на него гидротермального флюида (ГФ), имевшего различную температуру и соотношение H_2O_2- H_2O..... 40

Таблица 1.4 – Результаты анализа перемен минерального состава образцов кремнистого известняка в результате воздействия на него гидротермального флюида, характеризовавшегося изменениями соотношения H_2O-HCl и одинаковую температуру, равную 410°С..... 45

Таблица 2.1 – Литолого-коллекторская характеристика продуктивных пластов и глинистых прослоев Талинского месторождения (по [57]) 71

Таблица 2.2 – Результаты анализа изменений минерального состава различных типов пород юрского возраста после воздействия на них гидротермальных флюидов, имевших различную температуру и соотношение H_2O – CO_2..... 83

Таблица 2.3 – Изменения минеральных ассоциаций в составе юрских отложений после проведения гидротермальных экспериментов при различных температурах 93

Таблица 2.4 – Минеральный состав пород юрского возраста после их обработки гидротермальными флюидами, при различных значениях H_2O/H_2O_2, температуре 390^{o}С и давлении 70 МПа..... 99

Таблица 2.5 – Анализ результатов определения минерального состава пород, имеющих юрский возраст после проведения с ними экспериментов с ГФ, характеризовавшихся различным отношением H_2O к H_2O_2, имевших температуру 390°С и давление 70 МПа..... 108

Таблица 3.1 – Усредненный минеральный состав пород баженовской свиты Салымского месторождения 161

Таблица 3.2 – Вещественный состав литологических типов пород, слагающих баженовскую свиту и окружающие ее небитуминозные толщи (Салымское месторождение) 164

Таблица 3.3 – Групповой и углеводородный составы битумоидов, экстрагированных из образцов нижнетутлеймской подсвиты, отобранных из скв. 153 Пальяновской площади 210

Таблица 3.4 – Распределение нормальных алканов в насыщенной фракции битумоидов, экстрагированных из образцов баженовской свиты, отобранных из скв. 153 Пальяновской площади..... 211

Таблица 3.5 – Изотопный состав углерода в карбонатах, отобранных из верхнеюрских осадков Пальяновской площади, верхнеюрских известняков Горного Крыма и разновозрастных известняков (по [49] с добавлениями)..... 234

Таблица 3.6 – Изотопный состав углерода в битумоидах, экстрагированных из отложений баженовской свиты Верхне-Салымского месторождения (по [109] с добавлениями)..... 234

Таблица 3.7 – Минеральный и изотопный составы карбонатов, слагающих матрицу и присутствующие в ней трещины, отобранных из верхнеюрских отложений Западно-Салымского, Кечимовского, Сыморьяхского, Тортасинского и Южно-Ягунского месторождений 238

Таблица 3.8 – Толщина и количество потенциально продуктивных пластов (ППП), карбонатного и кремнистого состава в БАК, выделенных по данным ГИС 246

Таблица 5.1 – Нефтегенерационные параметры, рассчитанные по данным пиролитического изучения образцов, отобранных из кровельной части доюрского комплекса 285

Таблица 5.2 – Нефтегенерационные параметры, рассчитанные по данным пиролитических исследований образцов Андреевского месторождения..... 288

Таблица 5.3 – Нефтегенерационные параметры, рассчитанные по данным пиролитических исследований образцов Западно-Семидовского месторождения..... 290

Таблица 5.4 – Нефтегенерационные параметры, рассчитанные по данным пиролитических исследований Западно-Тугровского месторождения 292

Таблица 5.5 – Нефтегенерационные параметры, рассчитанные по данным пиролитических исследований Красноленинского месторождения..... 295

Таблица 5.6 – Нефтегенерационные параметры, рассчитанные по данным пиролитических исследований Лазаревского месторождения..... 298

Таблица 5.7 – Нефтегенерационные параметры, рассчитанные по данным пиролитических исследований Сыморьяхского месторождения..... 300

Таблица 5.8 – Нефтегенерационные параметры, рассчитанные по данным пиролитических исследований Тальникового месторождения..... 303

Таблица 5.9 – Вариации и средние значения исходных пиролитических данных образцов, отобранных из баженовской свиты и её аналогов, а также рассчитанных на их основе генерационных параметров..... 312

Таблица 5.10 – Усредненные результаты пиролитических исследований, определения $C_{орг}$ и рассчитанных на их основе нефтегенерационных свойств образцов пород юрского и мелового возраста, отобранных из скв. 50 Медвежьего, скв. 292 и 739 Уренгойского месторождений ... 328

Таблица 5.11 – Результаты удельных (на 1м^2) нефтегенерационных и емкостных свойств юрских и нижнемеловых отложений Медвежьего и Уренгойского месторождений 337